



Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie) : les apports morphogéniques du karst

Jean-Jacques Delannoy

► To cite this version:

Jean-Jacques Delannoy. Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie) : les apports morphogéniques du karst. Sciences de l'environnement. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1997. Français. NNT : . tel-00691560

HAL Id: tel-00691560

<https://theses.hal.science/tel-00691560>

Submitted on 26 Apr 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER -GRENOBLE 1

Institut de Géographie Alpine

Laboratoire de la Montagne Alpine (CNRS LAMA ESA 5038)

**RECHERCHES GÉOMORPHOLOGIQUES
SUR LES MASSIFS KARSTIQUES DU VERCORS
ET DE LA TRANSVERSALE DE RONDA
(ANDALOUSIE)**

LES APPORTS MORPHOGÉNIQUES DU KARST

par

Jean-Jacques DELANNOY

THÈSE DE DOCTORAT D'ÉTAT EN GÉOGRAPHIE

Janvier 1997

UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER -GRENOBLE 1

Institut de Géographie Alpine

Laboratoire de la Montagne Alpine (CNRS LAMA ESA 5038)

**RECHERCHES GÉOMORPHOLOGIQUES
SUR LES MASSIFS KARSTIQUES DU VERCORS
ET DE LA TRANSVERSALE DE RONDA
(ANDALOUSIE)**

LES APPORTS MORPHOGÉNÉNIQUES DU KARST

par
Jean-Jacques DELANNOY

THÈSE DE DOCTORAT D'ÉTAT EN GÉOGRAPHIE

Janvier 1997

Composition du jury :

GUIGO M.	Professeur à l'Université Joseph Fourier	Présidente
CHARDON M.	Professeur à l'Université Joseph Fourier	Directeur
DIAZ DEL OLMO F.	Catedratico E.U. Universidad Sevilla (E)	Examineur
LHENAFF R.	Professeur à l'Université de Savoie	Co-directeur et rapporteur
MAIRE R.	Directeur de Recherches, URA 1978 Bordeaux	Rapporteur
VAUDOUR J.	Professeur à l'Université d'Aix-en-Provence	Rapporteur
QUINIF Y.	Docteur, Faculté Polytechnique de Mons (B)	Invité

RECHERCHES GÉOMORPHOLOGIQUES SUR LES MASSIFS KARSTIQUES DU VERCORS ET DE LA TRANSVERSALE DE RONDA (ANDALOUSIE). LES APPORTS MORPHOGÉNIQUES DU KARST

Résumé

Le principal objet de cette thèse est de montrer que le karst est un vecteur pertinent d'informations morphogéniques.

Pour utiliser à bon escient ce vecteur, il est nécessaire d'avoir une bonne connaissance des paramètres intervenant dans la formation et la structuration des vides endokarstiques et sur les processus de sédimentation carbonatée (spéléothème et travertin). Ces paramètres sont abordés, dans le Livre I, au travers de l'approche systémique. Cette approche apparaît la plus appropriée pour, d'une part, aborder les notions de structure, de flux et d'évolution du système karstique et, d'autre part, pour définir des stratégies méthodologiques cohérentes.

Sur la base de cette approche, deux domaines géographiques ont été traités : le Vercors (Livre II) et la Transversale de Ronda (Livre III). L'intérêt de travailler sur deux entités différentes est double : il permet de s'affranchir des spécificités locales qui ont, parfois, pour effet de parasiter les essais morphogéniques ; le second intérêt est de pouvoir déterminer les différentes réponses du karst aux événements d'ordre tectonique, eustatique et/ou climatique.

L'étude du karst, comme vecteur d'informations, a permis de définir la part d'événements dans l'évolution morphologique de ces deux domaines, comme la crise messinienne, le soulèvement pliocène et les oscillations climatiques pléistocènes, dont les effets n'étaient pas toujours perceptibles à partir des seules données superficielles.

De ce travail, il ressort que les paléodraines constituent l'une des entrées les plus pertinentes car ils permettent de saisir l'existence de structures de substitution induites par des événements paléogéographiques de "premier ordre".

Mots-clés : Approche systémique, Karst, Endokarst, Spéléothème, Travertin, Géomorphologie, Hydrogéologie, Paléogéographie, Messinien, Paléoclimatologie, Quaternaire, Alpes, Vercors, France, Cordillères Bétiques, Serranía de Ronda, Serranía de Grazalema, Espagne.

Key-words : Systemic approach, Karst, Endokarst, Speleothem, Geomorphology, Hydrogeology, Paleogeography, Messinian, Paleoclimatology, Quaternary, Alpes, Vercors, French, Cordillères Bétiques, Serranía de Ronda, Serranía de Grazalema, Spain.

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS	19
INTRODUCTION GÉNÉRALE	23

LIVRE I

PREMIÈRE PARTIE - LE CADRE PHILOSOPHIQUE ET THÉORIQUE DE NOTRE RECHERCHE

CHAPITRE I. PHILOSOPHIE DE NOTRE DEMARCHE SCIENTIFIQUE ET OBJETS DE NOTRE RECHERCHE

CHAPITRE II. ASPECTS THEORIQUES DU KARST ET PERSPECTIVES SYSTEMIQUES

1. INTRODUCTION À L'ÉTUDE DU KARST ET À L'APPROCHE SYSTÉMIQUE	33
2. VERS UNE DÉFINITION DU SYSTEME KARSTIQUE	34
3. LES COMPOSANTS DU "SYSTEME KARSTIQUE"	35
3.1. La structure du système karstique	35
3.1.1. La structure hydrogéologique	35
3.1.2. La structure morphologique	36
3.1.3. La terminologie spéléologique	36
3.1.4. La conception de la structure karstique envisagée dans notre travail	36
3.1.4.1. L'exokarst	36
3.1.4.2. L'endokarst	39
3.2. Le fonctionnement du système karstique	39
3.2.1. Les moteurs du système karstique	39
3.2.2. Les facteurs intervenants dans la karstification	41
3.2.3. Interaction entre les facteurs chimiques et la circulation des eaux	42
3.2.4. Interaction entre le facteur géologique et le potentiel de karstification	42
3.3. Les principaux types d'évolution du système karstique	43
4. CONCLUSIONS	44

DEUXIÈME PARTIE - LE CADRE MÉTHODOLOGIQUE DE NOTRE RECHERCHE : POUR UNE MEILLEURE APPRÉHENSION DES RELATIONS ENTRE KARSTOGÉNÈSE ET MORPHOGÉNÈSE

INTRODUCTION

CHAPITRE I. L'APPROCHE THÉORIQUE ET MÉTHODOLOGIQUE DE LA DYNAMIQUE KARSTIQUE

1. A LA RECHERCHE DU BON PARADIGME POUR ABORDER LA DISSOLUTION	51
1.1. Les différents acteurs en présence	51
1.2. Le paradigme climatique	52
1.3. Le paradigme de la dissolution superficielle	52
1.4. La mise en place du paradigme systémique	53
1.5. Le paradigme actuel des systèmes dynamiques instables	54

2. L'APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE PROPOSÉE	55
2.1. De la méthode souhaitée à la méthode retenue	55
2.2. Une approche qualitative des apports d'H ₂ O et de CO ₂ à l'entrée du système	56
2.3. L'évaluation de la dissolution spécifique	56
3. CONCLUSIONS	57
 CHAPITRE II. PROCÉDURE DESCRIPTIVE ET ANALYTIQUE DES DOMAINES ÉTUDIÉS	 59
1. LE CADRE GÉOLOGIQUE, PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET PALÉOCLIMATIQUE : LE CHOIX DES DONNÉES AYANT UNE VALEUR KARSTOGÉNIQUE	59
1.1. Le contexte géologique	59
1.2. Les événements paléogéographiques	61
1.3. Les variations paléoenvironnementales	62
1.4. Conclusions	64
2. APPORTS DES MORPHOLOGIES SUPERFICIELLES DANS LA COMPRÉHENSION KARSTOGÉNIQUE	64
2.1. Les apports et influences du modelé glaciaire	65
2.2. Les apports et significations d'une surface d'aplanissement	65
2.3. Conclusions	66
3. SIGNIFICATIONS ET APPORTS DES PRINCIPALES FORMES ET FORMATIONS KARSTIQUES	66
3.1. Les poljés	67
3.1.1. Crise tectonique	67
3.1.2. Crise climatique	68
3.1.3. Crise géomorphologique	68
3.1.4. Conclusions	68
3.2. Les cavités recoupées	69
3.3. Les travertins	69
3.3.1. Les facteurs physico-chimiques	69
3.3.2. Les facteurs hydrogéologiques, hydrochimiques et environnementaux s.l.	70
3.3.3. Les conditions optimales à la travertinisation	71
4. CONCLUSIONS	72
 CHAPITRE III. LES APPORTS DE L'ENDOKARST DANS L'APPROCHE MORPHOGÉNIQUE	 73
1. LES APPORTS DES FORMES ENDOKARSTIQUES	73
1.1. Les galeries creusées dans la zone noyée	74
1.2. Les galeries creusées dans la zone non saturée du karst	76
1.2.1. Les galeries exclusivement creusées dans la zone non saturée	77
1.2.2. Évolution des paléodrains dans la zone non saturée du karst	78
2. LES APPORTS DES FORMATIONS ENDOKARSTIQUES	80
2.1. Les sédiments détritiques	80
2.1.1. Les sédiments clastiques	80
2.1.2. Les sédiments alluviaux	82
2.1.2.1. En fonction de l'origine du matériel alluvial	82
2.1.2.2. En fonction de leur mise en place	84
2.1.2.3. En fonction de leur taille et de leur forme	85
2.1.3. Conclusions	88
2.2. Les sédiments chimiques	88
2.2.1. Rappel sur les conditions de formation des spéléothèmes	89
2.2.1.1. Les facteurs externes	90

2.2.1.2. Les facteurs internes	91
2.2.2. Les informations spéléogéniques et karstogéniques des spéléothèmes : approche méthodologique	93
2.2.2.1. Les informations issues de l'observation	93
2.2.2.2. Les informations issues des analyses	95
2.2.2.3. L'apport des analyses radiométriques	99
2.2.2.4. Les autres types d'analyses des spéléothèmes	102
2.2.2.5. Les variations isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans les spéléothèmes	103
2.2.2.6. L'analyse pollinique	104
2.3. Conclusions sur les apports des formations endokarstiques	104
2.3.1. Le sédiment et le cadre géologique	106
2.3.2. Le sédiment et la structure de drainage	106
2.3.3. Le sédiment, l'âge et l'environnement morphospéléologique	106
3. CONCLUSIONS SUR LES APPORTS DE L'ENDOKARST	108

LIVRE II

PREMIÈRE PARTIE - INTRODUCTION GÉNÉRALE À LA CONNAISSANCE DU VERCORS	109
CHAPITRE I. LE CADRE GÉOLOGIQUE	115
1. LE CONTEXTE SÉDIMENTAIRE	115
1.1. La séquence sédimentaire secondaire	115
1.2. La séquence miocène	115
2. LES DONNÉES LITHO-STRATIGRAPHIQUES	115
2.1. Les ensembles carbonatés du Secondaire	115
2.1.1. L'ensemble portlandien	115
2.1.2. L'ensemble valanginien	115
2.1.3. L'ensemble barrémo-aptien inférieur	119
2.1.4. L'ensemble Crétacé supérieur	121
2.2. Les assises du Tertiaire	121
2.2.1. L'ensemble continental paléogène	121
2.2.2. L'ensemble "molassique" miocène	121
3. LE DISPOSITIF STRUCTURAL	123
CHAPITRE II. L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DU VERCORS	127
1. L'INDIGENCE DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE	127
2. LA DOUBLE PRÉDOMINANCE DE LA BOURNE DANS L'ORGANISATION DES ÉCOULEMENTS	127
3. LE RÔLE DE LA STRUCTURE DANS L'ORGANISATION DU DRAINAGE	130
4. SUR LA PART DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ET DES CONTRAINTES GÉOLOGIQUES DANS L'ÉVOLUTION DES SYSTÈMES KARSTIQUES	132
CONCLUSION PARTIELLE SUR LE DRAINAGE DU VERCORS	136

CHAPITRE III. LES APPORTS DE LA CONNAISSANCE DES FORMATIONS DU PIÉMONT ALPIN DANS LA DÉFINITION DU CADRE MORPHOGÉNIQUE	137
1. L'ÉVOLUTION NÉOGENE DU PIÉMONT SEPTENTRIONAL DU VERCORS	137
1.1. La sédimentation molassique miocène	137
1.2. Les effets de la crise messinienne et la transgression pliocène	139
2. L'ÉVOLUTION PLÉISTOCÈNE ET LES FLUCTUATIONS DE L'ISÈRE	140
2.1. L'évolution pléistocène au niveau de la cluse de Grenoble-Voreppe	141
2.2. L'évolution pléistocène au niveau du Royans et de la basse-Isère	143
3. CONCLUSIONS : LE VERCORS SOUS DOUBLE INFLUENCE	144
 DEUXIÈME PARTIE - ÉTUDE DES ENTITÉS KARSTIQUES DÉPENDANTES DE LA BOURNE	 145
CHAPITRE I. LE MASSIF DES COULMES ET LE SYSTÈME DE CHORANCHE	151
INTRODUCTION	151
1. LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET SES IMPLICATIONS HYDROGÉOLOGIQUES	151
1.1. Le cadre litho-structural	151
1.1.1. Le dispositif structural	151
1.1.2. Le contexte lithologique	153
1.2. L'organisation hydrogéologique	153
1.2.1. L'unité de Presles-Goule du Pylône	154
1.2.2. L'unité de Fauries-Jallifier	154
1.2.3. L'unité de Choranche et l'unité de Pré-Martin	156
1.2.3.1. L'unité de Pré-Martin	158
1.2.3.2. L'unité de Choranche	158
1.2.4. L'unité orientale	158
1.2.5. Conclusions	159
2. LE MODELÉ KARSTIQUE ET SES APPORTS MORPHOGÉNIQUES	159
2.1. Le relief à buttes de la zone sommitale des Coulmes	159
2.2. Le rebord oriental des Coulmes	163
2.3. Le "plateau" de Presles	164
2.4. Les gorges aval de la Bourne	165
2.5. La retombée iséroise des Coulmes s.l.	166
3. ÉTUDE ENDOKARSTIQUE DU MASSIF DES COULMES	171
3.1. Les cavités héritées	171
3.1.1. Les cavités décapitées	171
3.1.2. Les cavités recoupées	173
3.1.2.1. La grotte de Pré Létang	173
3.1.2.2. La grotte de Marignat	179
3.1.3. Conclusion	179
3.2. Les systèmes souterrains fonctionnels	180
3.2.1. L'approche morpho-spéléologique	180
3.2.1.1. La grotte de Gournier	180
3.2.1.2. Le "système" Coufin-Chevaline	184
3.2.2. L'approche systémique : la perspective d'un seul système endokarstique	190
3.2.3. Conclusions	194

4. RECONSTITUTION MORPHOGÉNIQUE DU MASSIF DES COULMES	195
4.1. Un système karstique associant poljés synclinaux et grottes-tunnel	195
4.2. L'évolution miocène des Coulmes	196
4.3. L'évolution karstogénique des Coulmes commandée par l'incision de la Bourne	197
5. CONCLUSION TRANSITOIRE	197
 CHAPITRE II. LES "QUATRE MONTAGNES"	199
INTRODUCTION : PRÉSENTATION DU DOMAINE ET OBJECTIFS DE RECHERCHE	199
1. LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE	201
1.1. Le dispositif litho-structural	201
1.1.1. Le contexte lithologique	201
1.1.2. Le dispositif structural	201
1.2. L'organisation hydrogéologique	202
1.2.1. Les systèmes dépendants de la Bourne	202
1.2.1.1. Le système de Goule Noire	202
1.2.1.2. Le système de Goule Blanche	205
1.2.2. Les systèmes dépendants du Furon-Isère	206
1.2.2.1. Le système du Bruyant	206
1.2.2.2. Le système des Cuves de Sassenage	207
1.2.3. Conclusions	210
2. LES APPORTS DU MODELÉ SUPERFICIEL DANS LA COMPRÉHENSION KARSTOGÉNIQUE	210
2.1. Les pèjorations pléistocènes et leurs incidences morphologiques	210
2.1.1. Les incidences morphogéniques et karstogéniques du glacier isérois et des ses diffluences	212
2.1.1.1. Les apports des cavités recoupées par le recul du rebord externe	212
2.1.1.2. Les incidences de la diffluence iséroise du Furon	216
2.1.2. Les incidences morphologiques des glaciers locaux du Vercors	218
2.1.3. Les épisodes glacio-lacustres du Val-de-Lans - Villard-de-Lans	220
2.1.4. Conclusion	227
2.2. Le val d'Autrans-Méaudre : une double empreinte	228
2.3. Les principaux enseignements morphogéniques du modelé superficiel des Quatre Montagnes	231
3. LES ENSEIGNEMENTS DES GRANDS "SYSTEMES" SPÉLÉOLOGIQUES DES QUATRE MONTAGNES	232
3.1. Les apports des réseaux souterrains du val d'Autrans-Méaudre	232
3.1.1. L'Antre de Vénus : un témoin de la paléogéographie néogène	232
3.1.1.1. Étude spéléomorphologique de l'Antre de Vénus	232
3.1.1.2. Interprétation morphogénique des formes et formations endokarstiques	233
3.1.1.3. Reconstitution spéléogénique	238
3.1.2. Un étagement de drainage mis en évidence à l'aval du système : grotte Favot-Goule Noire	239
3.1.2.1. Description spéléomorphologique	240
3.1.2.2. Reconstitution spéléogénique	240
3.1.3. Un étagement de drainage mis en évidence au cœur du système karstique : exemple du Trou Qui Souffle	242
3.1.3.1. Les réseaux spéléologiques dans leur contexte géologique	242
3.1.3.2. Un agencement spéléogénique soumis aux variations de la surface piézométrique	245
3.1.3.3. Le premier stade visible de drainage s.s. : la galerie de Pâques	245
3.1.3.4. La mise en place de shunts : les galeries François et Cuspide	246
3.1.3.5. Une "première" phase de migration du drainage s.s.	246
3.1.3.6. Une "seconde" phase de migration du drainage s.s.	246
3.1.3.7. De l'actuel fonctionnement hydrologique aux formations varvées du Trou Qui Souffle	248
3.1.4. Les apports karstogéniques et morphogéniques de l'endokarst	249
3.2. Les apports endokarstiques du système de Goule Blanche	251
3.2.1. Une structure endokarstique sous double dépendance	251

3.2.1.1. Des réseaux sous dépendance litho-structurale	251
3.2.1.2. L'exemple du Clôt d'Aspres	256
3.2.1.3. Des réseaux sous dépendance morphogénique	257
3.2.2. La pré-existence de paléo-drain s.s.	261
3.2.3. Reconstitution spéléogénique "du" système de Goule Blanche	264
3.3. Les apports du système endokarstique du Sornin-Sassenage	265
4. RECONSTITUTION MORPHOGÉNIQUE DES QUATRE MONTAGNES	269
4.1. Dans l'expectative d'une dynamique hydrographique	270
4.2. La "révélation" d'une première phase d'incision hydrographique	270
4.3. Sur les impacts des glaciations pléistocènes	271
CHAPITRE III. LES APPORTS DU SYSTÈME KARSTIQUE ARBOIS-BOURNILLON-LUIRE	273
1. LE SYSTÈME KARSTIQUE ARBOIS-BOURNILLON-LUIRE	273
1.1. Un système hydrogéologique particulier	273
1.2. L'approche morphospéléologique	275
1.2.1. L'empreinte d'au moins deux grandes générations de cavités	275
1.2.1.1. D'anciennes générations de cavités	275
1.2.1.2. Des cavités dépendantes de la Bourne	279
1.2.2. La grotte de la Luire	279
1.2.3. Les Sources d'Arbois et la grotte de Bournillon : l'expression d'un étagement d'exutoires karstiques	283
1.3. Reconstitution karstogénique du système Bournillon-Arbois-Luire	285
2. L'APPORT DE LA BIOSPÉLÉOLOGIE DANS LA RECONSTITUTION MORPHOGÉNIQUE	289
3. CONCLUSIONS	291
TROISIÈME PARTIE - CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU MASSIF DU VERCORS	293
CHAPITRE I. LES APPORTS MORPHOGÉNIQUES DU KARST	297
1. LES APPORTS DE L'EXOKARST	297
1.1. La mise en place d'un karst à buttes dans un contexte de faible énergie gravitaire soumis à une active karstification	297
1.2. Sur le fonctionnement en poljé des dépressions synclinales	298
1.3 L'apport des morphologies glacio-karstiques	298
2. LES APPORTS DE L'ENDOKARST	299
2.1. L'apport des cavités décapitées et recoupées	299
2.2. Les structures de drainage dépendantes de la Bourne	300
3. CONCLUSIONS	300
CHAPITRE II. RECONSTITUTION MORPHOGÉNIQUE DU VERCORS	301
1. LA KARSTIFICATION MIOCÈNE	301
2. UNE PHASE HYDROGRAPHIQUE EXPECTANTE	301
3. LES TÉMOINS D'UNE "PREMIÈRE" PHASE D'INCISION MARQUÉE DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE	302

4. L'APPRÉHENSION D'UNE "SECONDE" PHASE D'INCISION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DU VERCORS	303
5. LES IMPACTS DES GLACIATIONS PLÉISTOCÈNES DANS LA MORPHOGÈNESE DU VERCORS	304
5.1. Le rôle majeur de la diffuence du glacier de l'Isère remontant le Furon	304
5.2. La part des diffuences des calottes glaciaires dans l'évolution pléistocène du réseau hydrographique	305
5.3. Les glaciations pléistocènes et l'évolution endokarstique	306
CONCLUSIONS	306

LIVRE III

PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION GÉNÉRALE A LA CONNAISSANCE DE LA TRANSVERSALE DE RONDA (CORDILLERES BÉTIQUES OCCIDENTALES) : RÉPARTITION DES SIERRAS KARSTIQUES ET CONDITIONS GÉNÉRALES D'ÉVOLUTION	309
---	------------

CHAPITRE I. LES DOMAINES STRUCTURAUX BÉTIQUES	313
--	------------

1. LES ZONES INTERNES BÉTIQUES	313
1.1. Les unités névado-filabrides	313
1.2. Les unités alpujarrides	313
1.3. Les unités malaguides	313
1.4. La Dorsale bétique	313
2. LES ZONES EXTERNES BÉTIQUES DE LA TRANSVERSALE ÉTUDIÉE	315
2.1. Le Pénibétique	315
2.2. Le Subbétique	315

CHAPITRE II. L'ÉVOLUTION STRUCTURALE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE DES CORDILLÈRES BÉTIQUES OCCIDENTALE	317
---	------------

1. LA MISE EN PLACE DES NAPPES DE CHARRIAGE	317
2. LA TRANSGRESSION DE L'AQUITANO-BURDIGALIEN DÉTRITIQUE SUR LES NAPPES.	317
3. LA STRUCTURATION FINI-BURDIGALIENNE DES CORDILLERES BÉTIQUES	319
4. LE DÉPOT DES MOLASSES ET L'ÉVOLUTION FINI-MIOCÈNE	322
4.1. L'évolution miocène de la mer d'Alboran	323
4.2. Les formations molassiques du bassin de Ronda	323
4.3. Les surfaces d'aplanissements miocènes	328
4.4. Conclusions : les conditions de la sédimentation miocène en mer d'Alboran et dans le bassin de Ronda et ses enseignements paléogéographiques	329
5. LE PLIOCÈNE : UNE NETTE INDIVIDUALISATION DU DOMAINE MÉDITERRANÉEN	331
6. LES DÉPOTS CONTINENTAUX ANCIENNEMENT RAPPORTÉS AU "PLIO-PLÉISTOCÈNE" ET LEUR RAPPORT AVEC LA SÉDIMENTATION MARINE PLIOCÈNE	333
6.1. Les apports des sites de Torremolinos et du Puerto de los Martinez	333
6.2. Les rapports entre la brèche "mortadelle" et le Pliocène marin et la révision de son âge	334
7. LES MOUVEMENTS TECTONIQUES POST-PLIOCÈNES	335

8. LE BILAN DE LA MISE EN PLACE DES CORDILLERES BÉTIQUES	338
9. DES CONFIGURATIONS GÉOLOGIQUES FAVORABLES A LA KARSTIFICATION	339
CHAPITRE III. LE CONTEXTE PALÉOENVIRONNEMENTAL	341
1. LES CLIMATS DE TENDANCE TROPICALE DU TERTIAIRE	341
2. LES OSCILLATIONS CLIMATIQUES PLÉISTOCENES	342
2.1. Les héritages de morphogenèses glaciaire et périglaciaire	342
2.2. Les optima climatiques pléistocènes	343
CHAPITRE IV. CONCLUSION ET TABLEAU SYNOPTIQUE	345
 DEUXIÈME PARTIE - LA SERRANÍA DE GRAZALEMA. CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES MASSIFS KARSTIQUES DE MOYENNE MONTAGNE BÉTIQUE OCCIDENTALE	 349
 CHAPITRE I. LE CADRE GÉOLOGIQUE ET L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DE LA SERRANÍA DE GRAZALEMA	 357
1. LES CONTEXTES LITHO-STRATIGRAPHIQUES	357
1.1. Le Pénibétique et les unités associés	357
1.2. Le Subbétique	359
1.3. L'Unité del Pinar	359
1.4. Les écaillés du Corridor de Boyar	361
1.5. Les séries flyschoides allochtones	361
2. LES DISPOSITIFS STRUCTURAUX DE LA SERRANIA	362
2.1. L'agencement structural des Unités pénibétiques	363
2.2. Les grands ensembles structuraux du "complexe tectono-sédimentaire du Guadalquivir"	364
2.3. Conclusions	366
3. L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA	366
3.1. L'organisation hydrogéologique des <i>sierras</i> subbétiques et del Pinar	370
3.1.1. La Sierra del Pinar - Monte Prieto	370
3.1.2. L'ensemble subbétique de Zafalgar-Labradillo	370
3.1.3. L'Unité Albarracín - Cerro de las Cuevas	371
3.2. Les écoulements karstiques pénibétiques	372
3.2.1. L'Unité del Endrinal-Caïllo-Peñon Grande	372
3.2.2. La Sierra de Líbar	373
3.3. Les comportements hydrogéologiques différenciés de la Serranía de Grazalema	377
 CHAPITRE II. LES GRANDS TRAITS DU MODELÉ DE SURFACE DE LA SERRANÍA DE GRAZALEMA	 379
1. LES SURFACES KARSTIQUES DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA	379
2. LES EMPREINTES MORPHO-CLIMATIQUES DES ÉPISODES FROIDS PLÉISTOCENES	381
2.1. Le modelé nivo-karstique de la Sierra del Endrinal	381

2.1.1. Les grands traits morphologiques de la Sierra del Endrinal	381
2.1.2. Le modelé nivo-karstique de la Sierra del Endrinal et ses enseignements paléo-climatiques	383
2.2. La gélifraction et la rareté des dépôts périglaciaires dans la Serranía de Grazalema	384
2.3. Conclusions sur les processus et morphologies périglaciaires de la Serranía de Grazalema	385
3. LES RETOUCHES DE LA NÉOTECTONIQUE	385
4. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LE MODELÉ DES HAUTES SIERRAS DE GRAZALEMA ET LEURS VERSANTS	388
 CHAPITRE III. L'APPORT DES GRANDS PHÉNOMÈNES SOUTERRAINS A LA CONNAISSANCE DE L'ÉVOLUTION KARSTIQUE RÉGIONALE	 389
1. LA CUEVA DE LA PILETA : UN PALÉO-DRAIN KARSTIQUE	389
1.1. Description des réseaux spéléologiques de la Cueva de la Pileta	389
1.1.1. Un étagement de galeries en "conduite-forcée"	389
1.1.2. Une cavité fortement concrétionnée	391
1.2. L'évolution spéléogénique de la Cueva de la Pileta	391
1.2.1. Le système karstique de la Pileta : le creusement des drains de la Pileta	391
1.2.2. "L'isolement" du système de la Pileta	393
1.2.3. L'assèchement définitif de la Cueva de la Pileta	393
1.3. Les enseignements karstologiques et morphologiques de l'étude de la Cueva de la Pileta	393
2. LE COMPLEXE SOUTERRAIN HUNDIDERO-GATO	394
2.1. Etude spéléomorphologique del Hundidero-Gato	396
2.2. Le fonctionnement actuel du système karstique Hundidero-Gato par l'approche hydrogéologique	398
2.2.1. Les apports des anciennes compagnes de traçage	398
2.2.2. Les apports des relations pluies-débit au travers de l'approche systémique	402
2.2.3. Conclusions sur le fonctionnement actuel du système karstique	403
2.3. Essai de reconstitution spéléogénique du complexe souterrain Hundidero-Gato dans le cadre d'une approche globale	404
2.3.1. Le système karstique du Gato : le creusement des drains karstiques	404
2.3.2. L'évolution du complexe Hundidero-Gato après son passage dans la zone vadose	404
2.3.3. Conclusions	406
3. LA MISE EN PLACE ET L'ÉVOLUTION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DU GUADIARO ET LEURS INCIDENCES SUR LA KARSTIFICATION ET LE DRAINAGE KARSTIQUE DE LA SIERRA DE LIBAR	409
3.1. La paléo-vallée du Guadares : un ancien affluent aérien du Guadiaro	409
3.2. La surimposition du réseau hydrographique du Guadiaro et de ses affluents sur "un" aplatissement pliocène	410
3.3. La mise en place du réseau hydrographique dans le bassin de Ronda	412
4. CONCLUSIONS : L'ÉBAUCHE D'UN CADRE KARSTOGÉNIQUE	412
 CHAPITRE IV. LES POLJÉS DE LA SIERRA DE LIBAR : DES PAYSAGES KARSTIQUES MAJEURS	 417
INTRODUCTION - LA SIERRA DE LIBAR : UNE SIERRA PROFONDÉMENT KARSTIFIÉE	417
1. LES POLJÉS DE LA SIERRA DE LIBAR : DES MORPHOLOGIES KARSTIQUES CONFORMES AU DISPOSITIF STRUCTURAL	419
1.1. Des poljés synclinaux : exemple des dépressions de Villaluenga del Rosario.	419
1.2. Les poljés tectoniques : exemple des dépressions de la Sierra de Libar	419
1.3. Poljé de carrefour lithologique : exemple des Llanos de Villaluenga	421
2. ÉTUDES MONOGRAPHIQUES DES POLJÉS DE LA SIERRA DE LIBAR	422
2.1. Les poljés fermés de la Sierra de Libar	422

2.1.1. Le poljé del Llano de Lívar	422
2.1.1.1. Une vaste dépression fermée marquée par des niveaux et des <i>simas</i> étagés	422
2.1.1.2. D'anciennes formes fluviales	423
2.1.1.3. Les facteurs à l'origine d'une nappe d'inondation	427
2.1.1.4. Les apports de l'analyse des remblaiements colluviaux du poljé de Lívar	428
2.1.1.5. Conclusions : le poljé de Lívar, un témoin d'une longue évolution morpho-karstique	430
2.1.2. Le poljé del Pozuelo	432
2.1.2.1. Des niveaux de corrosion emboîtés	432
2.1.2.2. Un karst souterrain développé : la Sima del Pozuelo	432
2.1.2.3. Évolution et assèchement du poljé	433
2.2. Les "poljés ouverts" de la Sierra de Lívar : des morphologies karstiques associées à des cours d'eau allogènes	435
2.2.1. Les Llanos de Villaluenga	435
2.2.1.1. Un semi-poljé fonctionnel	435
2.2.1.2. Un ancien réseau hydrographique	438
2.2.1.3. Les processus d'évolution karstique des Llanos de Villaluenga	438
2.2.1.4. Les enseignements de l'étude spéléologique : la Sima del Republicano	439
2.2.1.5. Une évolution marquée par l'alternance de phases de creusement et d'aplanissement karstique	440
2.2.2. Les dépressions de Villaluenga del Rosario	443
2.2.2.1. Des morphologies karstiques différenciées	443
2.2.2.2. Conditions et facteurs d'évolution du poljé de Villaluenga	444
2.2.3. Le poljé ouvert de Benaoján	447
2.2.3.1. Description	447
2.2.3.2. Évolution du "poljé" de Benaoján	447
3. CONCLUSIONS GÉNÉRALES. LES POLJÉS DE LIBAR : DES TÉMOINS D'UNE LONGUE ÉVOLUTION MORPHO-KARSTIQUE	448
 CHAPITRE V. ESSAI DE RECONSTITUTION KARSTOGÉNIQUE DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA	 453
1. LES PALÉO-KARSTS MÉZOZOÏQUE ET TERTIAIRE DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA ET DU BASSIN DE RONDA	453
1.1. Les témoins d'une karstification crétacée	453
1.2. Les apports morphologiques des épisodes karstiques tertiaires	453
1.2.1. Karstifications et aplanissements miocènes	454
1.2.2. La karstification pliocène dans le bassin de Ronda et ses environs	454
1.2.3. Les traits généraux des karstifications néogènes	455
2. LES PREMIÈRES PHASES D'ENFONCEMENT DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ET DE DÉVELOPPEMENT DES STRUCTURES ENDOKARSTIQUES	455
3. LES INCIDENCES DES MOUVEMENTS TECTONIQUES DU PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR	457
4. LES INCIDENCES DES ÉPISODES MORPHO-CLIMATIQUES DU PLÉISTOCÈNE MOYEN ET SUPÉRIEUR	458
 TROISIÈME PARTIE - LA SERRANÍA DE RONDA. CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES MASSIFS KARSTIQUES DE LAS NIEVES ET DE PRIETA	 461
CHAPITRE I. LE CADRE GÉOLOGIQUE ET L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DES SIERRAS DE LAS NIEVES ET PRIETA ET DE LEURS PIÉMONT	467
1. LES CONTEXTES LITHO-STRATIGRAPHIQUES DE LA SERRANIA DE RONDA	467
1.1. Le Pénibétique de Ronda	467

1.2. Les zones internes bétiques de la Transversale de Ronda	467
1.2.1. La Dorsale	467
1.2.2. L'unité alpujarride	470
1.2.3. L'unité malaguide	470
1.3. Les formations aquitano-burdigaliennes	471
2. LES DISPOSITIFS STRUCTURAUX DES SIERRAS DE LAS NIEVES-PRIETA-BONELA	471
2.1. L'organisation structurale d'ensemble	471
2.2. Les structures internes des unités géologiques de la Dorsale bétique	473
2.3. L'agencement structural des Sierras Prieta et de las Nieves	473
3. LES APTITUDES À LA KARSTIFICATION DE LA SERRANIA	475
3.1. Les aptitudes à la karstification de la Dorsale	475
3.2. L'aptitude à la karstification du Pénibétique de Ronda	476
4. L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DE LA DORSALE BÉTIQUE	477
4.1. L'organisation hydrogéologique de la Sierra de las Nieves	478
4.2. L'unité hydrogéologique de la Nava	482
4.3. Le drainage karstique du seuil de Yunquera	482
4.4. L'agencement hydrogéologique de la Sierra Prieta-Bonela	483
4.5. Conclusions	483
 CHAPITRE II. LA SIERRA DE LAS NIEVES ET SES PIÉMONTs	 485
1. LE PLATEAU SOMMITAL DE LAS NIEVES : LES FORMES ET ÉVOLUTIONS DE SURFACE	487
1.1. Le modelé exokarstique	487
1.2. Les formes et formations morpho-climatiques	490
1.2.1. Les formes d'incision liées aux écoulements superficiels	490
1.2.2. Les formes et formations périglaciaires	492
1.2.3. Les formations argilo-siliceuses	493
1.3. Le relief polygénique à buttes	494
1.4. Reconstitution évolutive du modelé de surface	497
2. CARACTERES ET ÉVOLUTION DE L'ENDOKARST DE LAS NIEVES. SA CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE MORPHOLOGIQUE DE LA SIERRA	498
2.1. Les pertes actives et les cavités de soutirage	498
2.2. L'étude d'un paléo-ponor : la Sima GESM	501
2.2.1. Description du réseau spéléologique dans son contexte litho-structural	501
2.2.2. Les enseignements karstogéniques	503
2.2.3. L'apport des remplissages souterrains	504
2.2.4. Conclusions et réflexions sur l'évolution du karst contemporain de la Sima GESM	505
2.3. Les cavités recoupées par les versants	506
2.3.1. Les monopuits et les cavités verticales décapités	506
2.3.2. Les témoins de vieux réseaux souterrains subhorizontaux	508
2.3.3. Les apports morphogéniques des cavités recoupées	509
2.4. La contribution morphogénique de l'endokarst de las Nieves	511
3. LES CARACTERES MORPHOLOGIQUES DES "PIÉMONTs" DE LA SIERRA DE LAS NIEVES	513
3.1. Le "piémont" nord-occidental	513
3.1.1. Le transect Llanos de la Nava-bassin de Ronda	513
3.1.1.1. Description et évolution des Llanos de la Nava	513
3.1.1.2. La toposéquence Llanos de la Nava-bassin de Ronda	515
3.1.2. Le piémont pénibétique de la Sierra de los Arcos	517
3.1.3. Conclusions	519
3.2. La retombée orientale et méridionale	520
3.2.1. Les formations travertineuses et détritiques de la vallée du río de los Horcajos	520

3.2.1.1. Les tables de travertins de Tolox	520
3.2.1.2. Les colmatages détritiques de la vallée du río de los Horcajos	525
3.2.1.3. Conclusions	526
3.2.2. Les formations détritiques de las Cuevas del Moro et leurs enseignements sur l'évolution de la vallée du río Verde	528
3.3. Conclusions	528
4. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA SIERRA DE LAS NIEVES ET DES PIÉMONT	530
 CHAPITRE III. LE PIÉMONT MEDITERRANEEN DES SIERRAS PRIETA-BONELA	 535
1. LES FORMATIONS TRAVERTINEUSES DES SIERRAS PRIETA-BONELA	535
1.1. Les tables de travertins de Jorox	537
1.1.1. Description des formations travertineuses de Jorox	537
1.1.2. Conditions d'évolution des formations travertineuses de Jorox	541
1.1.2.1. Une succession de phases de creusement et de construction travertineuses	541
1.1.2.2. Des témoins paléoenvironnementaux et paléoclimatiques	543
1.1.2.3. Des travertins de source et des travertins de vallée	543
1.2. Les travertins de Yunquera	546
1.2.1. Description des ensembles travertineux de Yunquera	546
1.2.2. Mise en place et évolution des formations travertineuses de Yunquera	551
1.3. La formation du Puerto de los Martínez	555
1.3.1. Description de la formation travertineuse du Puerto de los Martínez	555
1.3.2. Les enseignements paléogéographiques du travertin du Puerto de los Martínez	55
1.4. Conclusions : la contribution des travertins dans la définition morphogénique du piémont méditerranéen des Sierras Prieta-Bonela	557
2. LES FORMATIONS BRÉCHIQUES DU PIÉMONT DES SIERRAS PRIETA-BONELA	559
2.1. Les formations bréchiques du Puerto de los Martínez et leurs relations avec le Pliocène marin	559
2.1.1. Description du site et des formations présentes	559
2.1.2. Reconstitution morphogénique du site du Puerto de los Martínez.	561
2.2. Les formations bréchiques et la sédimentation marine d'Alozaina	562
2.2.1. Description du site d'Alozaina	562
2.2.2. Etude de coupes agencées dans les formations détritiques et les assises pliocènes	562
2.2.3. Les nouveaux apports morphogéniques des coupes d'Alozaina	565
2.3. Conclusions	569
2.3.1. L'incision messinienne de la retombée méditerranéenne de la <i>serranía</i>	569
2.3.2. La transgression marine pliocène	570
2.3.3. La progradation continentale	570
2.3.4. L'élaboration du glaciaire d'ablation	571
2.3.5. Le façonnement du modelé actuel	571
3. L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU PIÉMONT MÉDITERRANÉEN DES SIERRAS PRIETA-BONELA	572
3.1. L'évolution géodynamique du piémont depuis le Messinien jusqu'au Plio-Pléistocène	573
3.1.1. La mise en valeur de deux phases d'incision fluviales anté-pliocènes	573
3.1.2. La transgression marine et la progradation continentale pliocène	573
3.1.3. L'élaboration d'un glaciaire d'ablation	573
3.2. La seconde grande étape : le façonnement du modelé actuel	573
 CHAPITRE IV. ESSAI DE DÉFINITION MORPHOGÉNIQUE DE LA SERRANÍA DE RONDA	 575
1. LE CADRE TORTONO-MESSINIEN	575
2. LES EFFETS DE LA "CRISE MESSINIENNE"	575

3. LES INCIDENCES DE LA TRANSGRESSION PLIOCENE DANS LA HOYA DE MALAGA	577
4. LA MORPHOGENESE PLIOCENE SOUS CONTROLE DES OSCILLATIONS CLIMATIQUES	577
5. LA "PÉDIMENTATION" PLIO-PLÉISTOCENE	578
6. L'ÉVOLUTION PLÉISTOCENE MARQUÉE PAR UN IMPORTANT ENFONCEMENT DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE	578
QUATRIÈME PARTIE - CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA TRANSVERSALE DE RONDA (Cordillères bétiques occidentales)	583
CHAPITRE I. LES APPORTS MORPHOGÉNIQUES DU KARST	587
1. LES APPORTS DE L'EXOKARST.	587
1.1. Les aplanissements karstiques	587
1.2. Les formations travertineuses	588
1.3. Les poljés	589
1.4. Les formes nivo-karstiques	589
2. LES APPORTS DE L'ENDOKARST	589
2.1. Les cavités décapitées	589
2.2. Les paléosystèmes karstiques étagés	590
2.3. L'organisation du drainage endokarstique	590
3. CONCLUSIONS SUR LES APPORTS DU KARST	591
CHAPITRE II. LES DYNAMIQUES DE KARSTIFICATION	593
1. LE POTENTIEL "INITIAL"	593
2. LES VARIATIONS DU POTENTIEL DE KARSTIFICATION	593
2.1. Modifications du gradient hydraulique	593
2.2. Modifications du potentiel hydro-chimique	594
CHAPITRE III. L'ÉVOLUTION MORPHOGÉNIQUE DE LA TRANSVERSALE DE RONDA	597
1. LA SÉDIMENTATION MOLASSIQUE ET LES APLANISSEMENTS TORTONO-MESSINIENS	597
2. VERS UNE DÉFINITION DE LA PART DES EFFETS DE LA TECTONIQUE MIO-PLIOCENE ET DE LA RÉGRESSION MESSINIENNE	597
3. LA MORPHOGENESE PLIOCENE	598
4. LA MORPHOGENESE PLÉISTOCENE	599
CHAPITRE IV. ÉPILOGUE MORPHOGÉNIQUE DE LA TRANSVERSALE DE RONDA	601

LIVRE IV

CONCLUSIONS GÉNÉRALES	603
1. LE CHOIX D'UN CADRE DE RÉFÉRENCE : LE SYSTEME KARSTIQUE	607
2. LE CHOIX D'UNE ENTRÉE PERTINENTE : LES PALÉODRAINS	607
3. LE TEMPS : UN PRINCIPE OMNIPRÉSENT	610
4. CONCLUSION	612
 BIBLIOGRAPHIE	617
TABLE DES FIGURES	643
TABLE DES TABLEAUX	657
TABLE DES PHOTOS	659
TABLE DES MATIERES	663



AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS

Cette recherche est le résultat d'un travail qui s'est étalé sur plus de dix ans. Dix ans, cela peut paraître long, et c'est long. Il se passe beaucoup d'événements en une décennie. Des liens qui se défont, d'autres qui se nouent. Des personnes qu'on rencontre, d'autres qu'on perd de vue. Des phases d'enthousiasme, des périodes de doute. De grandes joies quand l'idée est là, des interrogations sur la place de notre recherche. Liens, rencontres, périodes, joies et interrogations qui ont enrichi notre vie et qui n'auraient pas été sans ce travail.

Cette durée qu'on pourrait estimer excessive, a été vraisemblablement notre meilleure alliée. Avoir le temps est une réelle chance par les temps qui courent. Avoir le temps de laisser mûrir les idées, de les laisser venir à soi, de se remettre en cause, de laisser les observations, les interprétations se décanter puis de les repenser avec une nouvelle approche. Ce travail a "l'imprégnature" de ce temps ouvert aux observations, à leur interprétations et réinterprétations, aux rencontres, aux prises de conscience, aux changements de cap parfois nécessaires.

On reproche souvent à ce type d'étude de conduire le chercheur à travailler seul sur une longue période. Bien qu'âme solitaire, je ne me suis jamais senti seul durant cette décennie consacrée à cette thèse. Au contraire, cette recherche a été le vecteur de nombreuses rencontres et collaborations, sur de courtes ou longues durées, mais qui ont, toutes, été sources d'enrichissement personnel et intellectuel. Des moments passés seuls sur le terrain ou devant la feuille blanche puis l'écran d'ordinateur, je garde le souvenir d'instantanés forts. Le plaisir durant la rédaction de trouver le "verbe" permettant de retranscrire ce qu'on a engrangé en soi. Le plaisir de ressentir que les idées prennent forme pour créer un ensemble cohérent. Cet "hédonisme" de l'écriture répond en écho au bonheur de la recherche sur le terrain, soit seul, soit accompagné par des compagnons fidèles.

Ce milieu particulier qu'est le karst, est captivant à plus d'un titre. Il est un des rares milieux de notre planète où l'exploration est encore possible. Cette dimension a motivé, dès mon adolescence, l'envie de connaître ce milieu au travers de la pratique de la spéléologie. Ce milieu repose, par ailleurs, sur un paradoxe : il doit son existence à la mise en place de vides, dont les plus caractéristiques sont les conduits souterrains. Il est, dès lors, peu commun de penser, de construire toute une recherche sur des vides. Le fait de travailler sur du "vide" invite à être totalement perceptif aux éléments que nous ne faisons que pressentir mais que notre pensée entrevoit parce qu'elle déborde du monde de l'objet et le transcende... c'est ce que Bergson nomme l'intuition. Cette dimension du karst m'a toujours paru intéressante car elle est le support d'une autre manière de travailler sur les vides karstiques. En effet, le sens donné à ces vides

n'est pas celui de néant mais au contraire de lieux (certes subtils et intemporels) qui ont été soumis à des flux et résultent d'une migration de matière. La compréhension de ces vides invite de fait à nous pencher sur ces flux et sur la matière en cours de migration ou déjà exporté. Ce passage du plein (roche encaissante) au vide (les fentes de lapiés, les conduits souterrains...) intègre la dimension temporelle qui est fondamentale en géomorphologie. La relation entre le "temps" et le "karst" apparaît, elle aussi, paradoxale. En effet, le karst apparaît très sensible aux variations environnementales de tout ordre (d'où l'utilisation de plus en plus fréquentes des marqueurs karstiques pour appréhender les modifications environnementales actuelles et passées), mais se présente également comme un milieu extrêmement conservateur (les conduits souterrains et les dépôts qu'ils contiennent, sont à l'abri de l'érosion extérieure et du temps). Ce paradoxe n'est en fait qu'apparent car il met sur le même plan des entités karstiques qu'on ne peut comparer étant donné qu'elles répondent à des logiques d'évolution différentes et qu'il n'y a pas de passage progressif d'une logique à une autre. Bien au contraire, il existe entre ces deux logiques, une rupture nommée par I. Prigogine (1996), "brisure de la symétrie du temps". La compréhension du karst passe par la définition de ces "brisures" qui ont été entraînées par des événements paléogéographiques ou morphologiques majeurs. Le karst conservant ces informations (structures des conduits répondant à des logiques différentes) permet, dès lors, de révéler l'impact de ces événements qui ne sont plus visibles en surface mais qui ont participé à l'agencement du modelé actuel. L'apport du karst apparaît, dès lors, fondamental à la compréhension morphogénique. Les massifs karstiques étant répartis sur l'ensemble du globe, on dispose là d'un vecteur "universel" d'informations morphogéniques. C'est dans cet esprit que nous avons travaillé et voulu transmettre nos observations.

Cet travail doit beaucoup aux personnes qui m'ont guidées et accompagnées sur le terrain, dans la conceptualisation de notre recherche, et dans la rédaction de la thèse.

Je tiens, tout d'abord, à remercier les membres du jury.

Michel CHARDON, professeur à l'Institut de Géographie Alpine, qui a dirigé ce travail, a toujours été d'excellent conseil tout en me laissant une grande liberté de recherche que j'ai fortement appréciée.

René LHÉNAFF, professeur à l'Université de Savoie, qui a co-dirigé cette recherche notamment sur la Transversale de Ronda, m'a fait découvrir la géomorphologie et l'Andalousie qui ont l'une et l'autre influencé ma vie. Je le remercie sincèrement de la confiance qu'il m'a si souvent apportée. J'espère que ce travail sera à la hauteur de son attente.

Maryse GUIGO, professeur à l'Institut de Géographie Alpine, qui a accepté de présider ce jury, m'a aidé à bâtir

le cadre de référence systémique de cette recherche. Sa connaissance sur les systèmes a été un réel soutien dans ma conception théorique du karst.

Jean VAUDOUR, professeur à l'Université d'Aix en Provence, qui m'a apporté son franc soutien lors de sa direction de l'U.R.A. 903 du C.N.R.S., a motivé par ses travaux sur les travertins notre approche systémique du karst, notamment les interactions entre l'endokarst et l'extérieur.

Fernando DIAZ DEL OLMO, professeur à l'Université de Séville (Espagne), sans qui mes recherches en Andalousie n'auraient pas rencontré le même écho et avec qui j'ai eu le plaisir de travailler grâce à une active collaboration tant dans le domaine de l'enseignement que de la recherche. Le chemin parcouru ensemble est à l'image de notre première rencontre, il y a 11 ans, sur le flanc nord de la Transversale de Ronda et de notre actuelle recherche commune sur le flanc sud de la même transversale.

Richard MAIRE, Directeur de recherche à l'U.R.A. 1978 du C.N.R.S., dont les recherches sur le domaine endokarstique ont été un guide précieux pour notre travail et, qui a toujours eu la délicate intention de m'associer à ses projets de recherche ou d'expéditions. Je garde un souvenir ému des explorations communes en Turquie, Crête et Papouasie Nouvelle Guinée.

Yves QUINIF, Docteur et chercheur à l'Université Polytechnique de Mons (Belgique), sans qui l'essentiel des datations présentées dans ce travail n'existeraient pas et avec qui j'ai toujours eu un grand plaisir à travailler et à discuter. Son expérience spéléologique et sa rigueur scientifique ont été d'une grande aide dans la formalisation de mes idées.

Mon souhait est que l'ensemble de ces collaborations aillent au delà de ce travail.

Je tiens à exprimer, ici, ma reconnaissance à Jean NICOD et à Jean Louis GUENDON.

Je dois beaucoup à Jean NICOD qui a accepté que je fasse partie de l'E.R.A. 282 (puis l'U.A. et U.R.A. 903) du C.N.R.S. qu'il a dirigé de longues années. Je garde un fort souvenir de la qualité et de l'enrichissement scientifique des réunions qui s'y tenaient. Jean NICOD m'a toujours encouragé dans ma recherche et a permis que les cartes géomorphologiques, présentées ici hors texte, puissent voir le jour en m'aidant à leur impression.

La qualité des observations sur le terrain et des interprétations doivent beaucoup à Jean-Louis GUENDON qui n'a jamais hésité à m'accompagner sur le terrain, notamment dans les *sierras* andalouses et sur le massif des Coulmes. Les centaines de kilomètres parcourus ensemble et à pied ont scellé le passage à l'amitié. Par sa formation de géologue, Jean-Louis GUENDON m'a fait découvrir une autre approche du terrain sur laquelle a été bâti cette recherche.

Ce travail doit beaucoup aux nombreuses personnes

qui m'ont accompagné sur- et sous-terre, qui m'ont fourni les moyens de réaliser une telle recherche et qui m'ont toujours si gentiment accueilli.

Je pense tout d'abord à mes amis et aux institutions espagnols. Je remercie en premier lieu mes amis du groupe spéléologique de Séville GEOS et plus particulièrement Genaro ALVAREZ, Paco MORENO SAEX, Pepe BERNAL GARCIA, Javier SALAS, Fernando CAMPOS, Reyes MARCOS et Isa VIDAL ORTEGA qui m'ont hébergé et accompagné lors de mes premières missions et explorations spéléologiques dans les *sierras* de Ronda. L'exploration de nouvelles cavités a été le fer de lance d'une profonde amitié avec Joaquim RODRIGUEZ RUFIAN qui n'a jamais hésité avec Jesus GUERRA PIQUERAS et Rafa REINA FERNANDEZ à me suivre dans de "nouvelles aventures". François BOCQUET, Jean-Michel ETIENNE, Philippe AUDRA, Richard MAIRE, Roland ASTIER, Baudouin LISMONDE, Michel DELAMETTE et Pascale LAVIGNE ont eu la gentillesse de m'accompagner sur le terrain et sous-terre lors de mes premières missions en Andalousie. Sans eux, il n'est pas certain que j'aurai continué à travailler sur la Transversale de Ronda. Leur aide a été décisive dans le choix de cette région. Je tiens également ici à remercier Georges CLAUZON qui a eu la gentillesse de se déplacer sur le piémont de la Serranía de Ronda et qui m'a permis d'y voir plus clair sur les relations entre les formations continentales et marines néogènes. Sa rigueur de travail m'a fortement impressionné.

Au côté de ce réel soutien sur le terrain, j'ai eu la chance de pouvoir compter sur l'aide de Diego de la ROSA ACOSTA, Fernando MOLINA VAZQUEZ, de Jose Maria MOREIRA MODUEÑO et d'Arturo PALACIOS de l'AGENCIA DEL MEDIO AMBIENTE qui ont tout fait pour me faciliter l'accès à l'information, l'accès aux sites de recherche qui se situaient à l'intérieur des Parcs Naturels de Grazalema et de las Nieves et qui ont permis la publication des cartes géomorphologiques de la Serranía de Grazalema et de la Sierra de las Nieves.

Enfin, ce travail en Andalousie n'aurait pas été si je n'avais pas eu la chance de devenir pendant trois ans membres de la CASA DE VELAZQUEZ. Ces trois années m'ont permis de me consacrer totalement à la recherche et de découvrir d'autres regards sur notre environnement. Je tiens ici à remercier de leur confiance et de leur soutien Didier OZANAM qui était alors le Directeur de la Casa et Francis FOURNEAU qui dirigeait l'équipe interdisciplinaire de Séville. Cette équipe et la Casa a été le lieu de riches rencontres, notamment avec Catherine BARBAZZA, Jean-Bernard DUBOSCQ, Dominique DURANT, Patrick GUILLON, Carlos de los LLANOS, Loïc MENANTEAU, SOUMISHA et Christiane VIELLE.

Mon travail dans le Vercors doit aussi beaucoup aux

personnes qui m'ont accompagné sur le terrain et qui m'ont aidé à mener mes recherches.

Si j'avais acquis lors de ma Thèse de 3^e Cycle une certaine expérience du terrain, les nombreuses premières spéléologiques ont vite remis en cause cet acquis. Je pense notamment aux premières au Trou Qui Souffle, Clôt d'Aspres, Choranche, Bournillon, Vallier, Antre des Damnés, Antre de Vénus... Je mesure la chance d'avoir pu compter sur le soutien d'Alain CAULLIREAU, Serge CAILLAULT, Dominique HAFFNER, Baudouin LISMONDE, Thierry KRATTINGER, Bernard OYANCABAL et Jean-Jacques GARNIER. Les nombreuses heures passées sous terre avec B. LISMONDE et A. CAULLIREAU ont créé de profonds liens d'amitié et je compte bien retourner prochainement sous terre avec eux. Je dois beaucoup à Gilbert MANTOVANI qui a toujours encouragé mes recherches sur Choranche et à les valoriser. Grâce au soutien de G. MANTOVANI, le site de Coufin est devenu un lieu privilégié de recherche endokarstique sur le Vercors à l'origine de nouvelles collaborations avec Dominique GENTY, Yves QUINIF, Yves PERRETTE, Jean-Luc PEIRY, André THOMAS et Jean-Luc DESTOMBES. Ma récente collaboration scientifique avec Jean-Luc DESTOMBES m'est particulièrement chère étant donné qu'il m'a initié à la spéléologie lorsque j'étais un tout jeune adolescent.

Au côté de ces précieuses collaborations sur le terrain, l'ensemble de ce travail est également l'expression des nombreux échanges que j'ai pu avoir sur les différentes manières de traiter le karst. Les échanges avec Alain MANGIN, Michel BAKALOWICZ et Ph. MARTIN ont été l'occasion de construire un modèle systémique permettant d'aborder la morphogénèse au travers des informations karstogéniques. Je tiens ici à les remercier pour leur disponibilité que je regrette de n'avoir pas plus sollicitée. Je dois aussi beaucoup à Henri CHAMUSSY qui m'a amené sur les chemins passionnants de l'épistémologie et qui a toujours respecté ma recherche tout en m'interrogeant sur sa place dans la connaissance. J'ai une profonde estime pour Henri et sa manière d'aborder le Monde et les Hommes.

La rédaction d'une thèse demande du temps et de la quiétude. J'ai pu disposer de ce temps et de cette quiétude, grâce aux collègues de l'Institut de Géographie Alpine qui ont su me ménager un emploi du temps idéal et aux amis qui ont su être patients pour me joindre. Je tiens à remercier plus personnellement, d'une part, Nathalie DUBUS et J.L. PEIRY et, d'autre part, Dominique HAFFNER, Serge CAILLAULT et Thierry KRATTINGER qui sauront le message. Sans le dévouement de Sonia et l'aide d'Enya et de Yago, je n'aurais pu jouir de ce temps et de cette quiétude.

Le texte de cette thèse doit beaucoup aux personnes

suivantes qui ont la gentillesse de le lire minutieusement afin d'en parfaire le style et la compréhension : François BOCQUET, Michel CHARDON, Bernard DEBARBIEUX, Pierre DELANNOY, Jean-Luc DESTOMBES, Jean-Louis GUENDON, Maryse GUIGO, André GUIMBRETIERE, René LHÉNAFF, Claude MARTIN, Marion PABOIS, Yves PERRETTE, André THOMAS, et Yvonne THOMAS. Merci à tous de cette précieuse aide.

Mes remerciements vont, enfin, aux nombreuses personnes qui m'ont aidé dans l'analyse des échantillons, la réalisation des figures et des cartes ainsi que dans la mise en page de cet ouvrage. Si ces personnes arrivent en fin de remerciements, cela ne signifie pas que leur aide est moindre, bien au contraire. Je tiens à remercier le Laboratoire de la Montagne Alpine (LAMA ESA 5038) qui m'a apporté le soutien nécessaire pour la bonne réalisation de ce travail. Je remercie Claude MARTIN, Directeur du Centre Aixoise de Géographie Physique, de son soutien permanent à ma recherche et au développement de la karstologie. Je dois beaucoup à Cécile GAILLARD et André THOMAS qui ont traité consciencieusement de nombreux échantillons de sables, d'argiles et d'eau. Je remercie André PARENT de l'Université du Québec à Montréal qui a dessiné la carte sur le Vercors et Jacques SCHROEDER sans qui cette collaboration n'aurait pas eu lieu. Je remercie également Jose GÓMEZ MERCHÁN de la Casa de Velazquez à Madrid qui a dessiné la carte géomorphologique de la Sierra de las Nieves. Merci à Serge CAILLAULT pour m'avoir permis d'utiliser son fonds photographique pour l'illustration de ce travail. Toute ma reconnaissance va à Estelle PLOYON qui m'a aidé à réaliser, durant de nombreux mois, les nombreuses figures de cette thèse. Je tiens, enfin, à remercier chaleureusement Sandrine BOMMARDION qui m'a aidé à monter la dernière pierre de ce travail, la mise en page de cet ouvrage, et qui en a fait un bel objet. Merci Sandrine d'avoir toujours su garder le sourire malgré la rude course de ces derniers mois.

Que tous trouvent ici, l'expression de ma plus profonde gratitude !

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Nous considérons ce travail comme une étape dans notre réflexion sur le karst et sur l'intérêt de son étude. Bien qu'il soit un objet de recherche à part entière, l'un des principaux objectifs de cette recherche est de montrer que le karst est un vecteur performant d'informations morphogéniques, comme en témoignent, à titre d'exemple, les trois points suivants :

-1- Du fait de leur spécificité morphologique, les paysages exokarstiques marquent le modelé quel que soit le contexte environnemental *s.l.* (littoral, montagnard, altitudinal, bio-climatique ...). Ce n'est, d'ailleurs, pas un hasard si le karst est traité à part dans les précis de géomorphologie, et échappe aux grandes classifications morpho-structurale et morpho-climatique du relief. Les expressions morphologiques de cette empreinte karstique invitent à nous interroger sur la part des paramètres géologiques, paléogéographiques et environnementaux, donc à bâtir des relations de causalité "circulaire" entre morphogénèse et karstogénèse : un même phénomène (morphologique ou karstologique) pouvant être, à la fois, cause et conséquence de l'autre.

-2- Les formes et formations endokarstiques sont, pour leur part, l'expression des flux de matière (carbonates et insolubles) à l'intérieur de la masse karstique. Ces flux sont dépendants, d'une part, de l'organisation du drainage qui est, elle-même, sous contrôle du contexte morpho-structural (milieu géologique, volume karstifiable, degré d'incision du réseau hydrographique...), et, d'autre part, des capacités de mise en solution des carbonates par les écoulements qui sont essentiellement contrôlées par les conditions bio-climatiques (fourniture en H_2O et en CO_2). La prise en compte des vides endokarstiques engage à nous interroger sur les moteurs à l'origine des structures de drainage et de leur degré d'évolution.

-3- Du fait de leur relative "immunité" morphologique, les formes exo- et endokarstiques constitue "une" mémoire des événements passés. Cet "effet d'immunité" des formes exo- et endokarstiques étant lié à des causes différentes, on dispose de mémoires complémentaires particulièrement intéressantes dans les essais de reconstitution morphogénique.

Pour utiliser, à bon escient, ce vecteur d'informations morphogéniques, il est nécessaire au préalable :

- d'avoir une bonne connaissance des différents paramètres intervenant sur la dynamique karstique, sur l'agencement des vides karstiques (depuis la surface - incluse- jusqu'à l'exutoire), et sur l'évolution de la structure de drainage ;

- de s'interroger sur le degré de validité des différentes mémoires morphogéniques du karst ;

- et de disposer d'un "cadre de référence théorique" à partir duquel on peut définir des stratégies méthodologiques cohérentes.

Le cadre de référence qui nous paraît le plus approprié, dans l'état actuel des connaissances, est le "système karstique". La définition du cadre théorique et méthodologique de notre recherche au travers de l'approche systémique du karst est l'objet du Livre I. Ce livre est subdivisé en deux parties. Dans la première partie, est définie **notre** conception du système karstique dans une perspective morphogénique. La seconde partie traite des entrées méthodologiques pertinentes permettant d'aborder au travers des vides et des formations karstiques la part des événements paléogéographiques majeurs (tectonique, eustatique...) et des variations climatiques (modifications néogènes, oscillations pléistocènes...). Les entrées qui nous apparaissent les plus pertinentes et que nous avons utilisées, sont les surfaces d'aplanissement karstique (témoins d'un faible potentiel gravitaire), les poljés (témoins d'un dysfonctionnement karstique), les paléodraines (témoins d'anciennes zones noyées et, par incidence, d'anciens stades d'enfoncement du réseau hydrographique), les formations endokarstiques (témoins d'optima ou de péjorations bio-climatiques), et les travertins (témoins d'une "stabilité" écologique et d'anciens stades d'incision du réseau hydrographique). Il existe, bien entendu, d'autres entrées intéressantes notamment hydrogéologiques, hydrochimiques, et biologiques que nous n'avons pas utilisées car nous ne disposons pas des structures permettant de réaliser des mesures en continu.

Sur la base de cette approche systémique du karst et de ces entrées méthodologiques, nous avons travaillé sur deux domaines géographiques différents : le massif du Vercors (Alpes nord-occidentales, France) et la Transversale de Ronda (Cordillères bétiques occidentales, Andalousie, Espagne) qui sont traités dans les Livres II et III (Figure 1).

Ces deux domaines, ayant évolué et évoluant dans des contextes climatiques différents, présentent les points communs suivants : ils dépendent tous les deux du même niveau de base marin : la Méditerranée et ils possèdent tous deux une même spécificité : un de leur rebord est directement connecté à un axe hydrographique majeur (moyenne vallée du Rhône pour le Vercors et la basse vallée du Guadalquivir pour la Serranía de Ronda).

Le choix de travailler sur deux entités morpho-climatiques différentes avait pour premier intérêt de s'affranchir des spécificités climatiques locales qui peuvent avoir pour effet de privilégier, parfois de manière excessive, l'entrée climatique dans la compréhension morphogénique.

Le second intérêt de cette approche comparative était de pouvoir dégager les différentes formes de réponse du karst aux événements d'ordre tectonique, eustatique et/ou climatique, et, à partir de ces réponses, de définir des

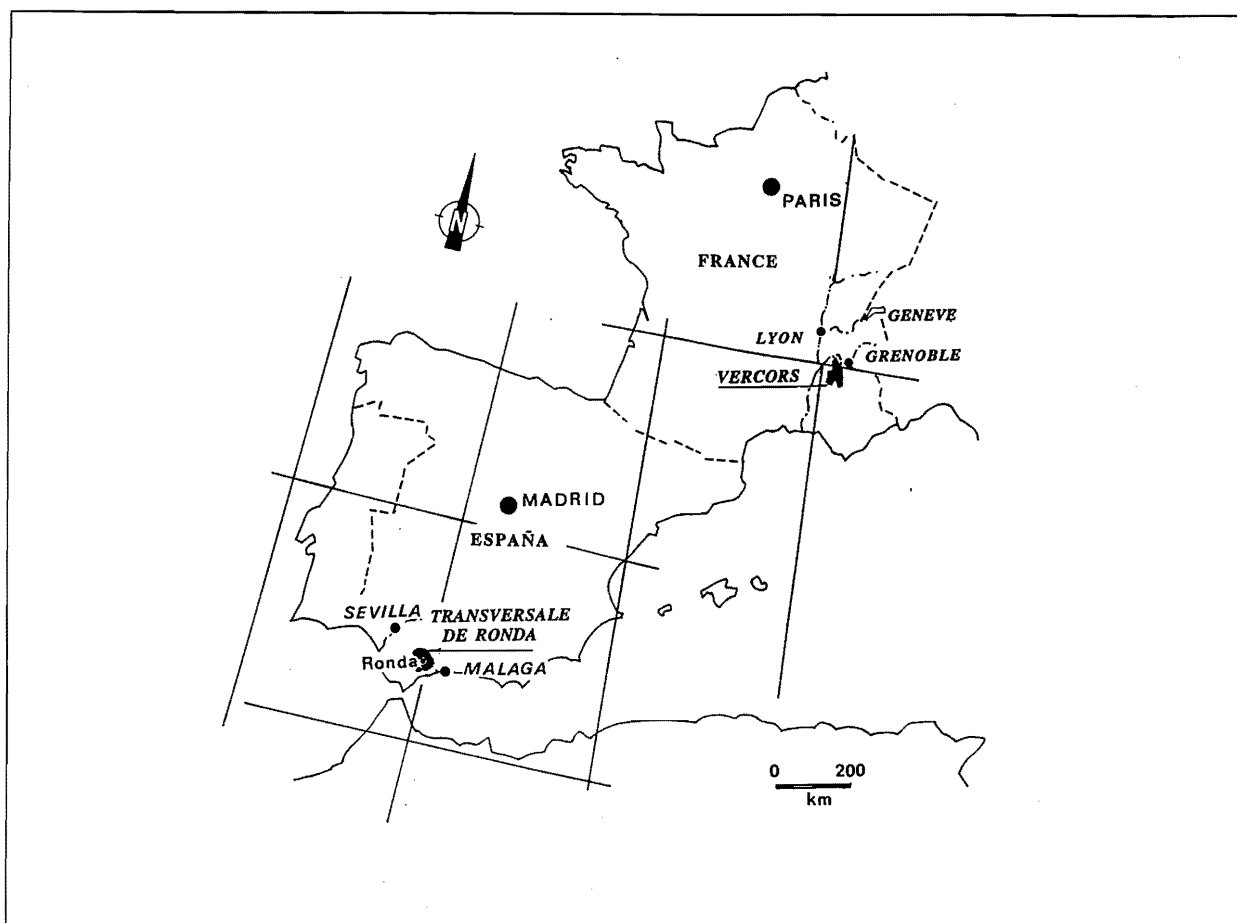


Figure 1 - Carte de situation des domaines d'étude

boucles d'interdépendance entre morphogénèse et karstogénèse. L'intérêt de la Transversale de Ronda était de pouvoir dégager les réponses du karst par rapport à des événements ayant eu pour effet d'amplifier ou de réduire le volume montagnard (variations eustatiques néogènes, soulèvement post-pliocène), et l'intérêt du Vercors était de définir les impacts des oscillations climatiques pléistocènes, à la fois, sur la morphogénèse et sur l'évolution du karst.

Les Livres II et III présentent l'organisation suivante. Ils débutent par une introduction générale basée sur les travaux permettant de définir le contexte morpho-structural et les conditions environnementales passées et actuelles ayant influencé directement ou indirectement l'évolution des systèmes karstiques étudiés.

A partir de cette base de connaissances, nous avons travaillé intentionnellement de manière distincte dans les deux livres afin de pouvoir tester les différentes entrées potentielles du karst (en tant que vecteur d'informations morphogéniques). Ces entrées ont été les suivantes :

- dans le Vercors, nous avons basé notre recherche sur des entités karstiques ayant un même référent : un niveau de base hydrographique commun (la Bourne) ; l'intérêt de cet élément commun est de pouvoir comparer les réponses de différents systèmes karstiques soumis à une même évolution géodynamique ;

- dans la Transversale de Ronda, nous avons travaillé différemment dans la Serranía de Grazalema et dans la Serranía de Ronda. Dans la première *serranía*, nous nous sommes intéressés aux informations karstogéniques contenues dans le modèle exokarstique et dans l'organisation endokarstique afin de dégager les différents types de réponse du karst aux mêmes événements morphogéniques. Dans la Serranía de Ronda, nous avons pris en compte les relations d'interdépendances entre le domaine montagnard et ses piémonts par l'intermédiaire des formes et formations karstiques.

Au terme de chacun de ces livres, est proposée une reconstitution morphogénique du domaine étudié en ayant soin de spécifier les apports fournis par l'exo- et l'endokarst. Dans les deux domaines étudiés, le karst a permis de révéler de nouvelles phases morphogéniques et de replacer l'évolution morphologique de ces domaines dans un cadre paléogéographique cohérent.

Le Livre IV a un double objet. Le premier est de définir, à partir des deux domaines étudiés, les principaux moteurs des structurations et restructurations karstiques. Le second est de souligner les apports du karst dans les reconstitutions morphogéniques grâce à un support conceptuel cohérent : le système karstique.

LIVRE I

PREMIÈRE PARTIE

—

LE CADRE PHILOSOPHIQUE ET THÉORIQUE DE NOTRE RECHERCHE

PREMIÈRE PARTIE
—
**LE CADRE PHILOSOPHIQUE ET THÉORIQUE
DE NOTRE RECHERCHE**

CHAPITRE I. PHILOSOPHIE DE NOTRE DEMARCHE SCIENTIFIQUE ET OBJETS DE NOTRE RECHERCHE

CHAPITRE II. ASPECTS THEORIQUES DU KARST ET PERSPECTIVES SYSTEMIQUES

1. INTRODUCTION À L'ÉTUDE DU KARST ET À L'APPROCHE SYSTÉMIQUE

2. VERS UNE DÉFINITION DU SYSTEME KARSTIQUE

3. LES COMPOSANTS DU "SYSTEME KARSTIQUE"

- 3.1. La structure du système karstique
 - 3.1.1. La structure hydrogéologique
 - 3.1.2. La structure morphologique
 - 3.1.3. La terminologie spéléologique
 - 3.1.4. La conception de la structure karstique envisagée dans notre travail
 - 3.1.4.1. L'exokarst
 - 3.1.4.2. L'endokarst
- 3.2. Le fonctionnement du système karstique
 - 3.2.1. Les moteurs du système karstique
 - 3.2.2. Les facteurs intervenants dans la karstification
 - 3.2.3. Interaction entre les facteurs chimiques et la circulation des eaux
 - 3.2.4. Interaction entre le facteur géologique et le potentiel de karstification
- 3.3. Les principaux types d'évolution du système karstique

4. CONCLUSIONS

CHAPITRE I

PHILOSOPHIE DE NOTRE DÉMARCHE SCIENTIFIQUE ET OBJETS DE NOTRE RECHERCHE

*La nature est un temple où de vivants piliers
Laissent parfois sortir de confuses paroles ;
L'homme y passe à travers des forêts de symboles
Qui l'observent avec des regards familiers.*

Charles Baudelaire

Cette citation du poème de Baudelaire "Correspondances" peut surprendre dans un travail se rapportant à la géomorphologie karstique. Mais comment appréhender à sa juste valeur une recherche si on n'a pas accès à la démarche philosophique qui a guidé les réflexions permettant de retranscrire le cheminement d'une pensée. Or, l'essentiel de notre démarche est derrière ces mots chargés de sens : Nature, Homme, Temple, Symbole, Regard, Parole.

Lorsqu'on présente une recherche qui est le fruit de plusieurs années de réflexions, il est légitime de s'interroger sur la perception qu'en aura le lecteur. Et de peur que celui-ci passe à côté de ce qu'on juge essentiel, on est tenté de justifier à la fois l'objet de cette recherche et son essence. Ce fondement est d'autant plus sollicité lorsqu'il a cours à une discipline, la géomorphologie, traversant une crise d'identité et d'identification. Les causes de cette crise sont multiples, elles sont à la fois conjoncturelles, existentielles et conceptuelles. Cette multiplicité fait que cette crise est saine car elle est le principe d'une réflexion sur l'objet de la discipline, sur les concepts qui la régissent, sur ses connexions avec les autres approches de la Géographie et des Sciences de la Terre. Cette crise est également riche d'intérêt car elle s'apparente à un passage initiatique vers une autre conception de la recherche géomorphologique. Autour des années 1940, il y eut, tout au moins en France, le passage de la démarche déductive davisienne au paradigme de la géomorphologie climatique. Depuis une dizaine d'années, on est en train de passer d'une démarche qui était essentiellement inductive à une approche beaucoup plus systémique. Ce dernier passage est synonyme à nos yeux d'une ouverture du champ de recherche de la géomorphologie vers les autres sciences environnementales. Cette ouverture peut être vécue comme une perte d'identité. Nous pensons, au contraire, que la géomorphologie a tout à gagner à se situer à la croisée de la connaissance de l'ensemble des agents régissant l'évolution environnementale, et ce d'autant plus si elle intègre le paramètre Homme. Ce travail a l'empreinte de ce nouveau passage.

Lorsqu'on s'engage dans une telle démarche, il est fondamental de bien poser les finalités de sa recherche, et d'être en totale symbiose avec celle-ci. Une investigation en géomorphologie, karstique de surcroît, interroge fréquemment autrui. Et tôt ou tard, se pose la question de "l'utilité" d'une telle recherche. Pour aborder cette question, il est nécessaire, au préalable, de s'interroger sur le sens qu'on peut ou qu'on doit donner à "l'utile". Comment envisager l'utilité d'une recherche, de son investigation ? Cette utilité se rapporte-t-elle à la connaissance ? Doit-elle être d'ordre économique ? Doit-elle être immédiate ? Sommes-nous suffisamment aptes à saisir les incidences des recherches fondamentales actuelles, de l'extension de notre champ de réflexion et de connaissance sur nos modes de pensée et nos comportements, et, donc de porter un jugement sur "l'utilité" de telle ou telle démarche scientifique ? Cette question de "l'utilité" a-t-elle lieu d'être si on considère qu'une recherche à partir du moment où elle existe, est l'expression d'une quête de connaissances issue d'individus appartenant à une société elle-même en quête de savoir.

Pour en revenir à la Géomorphologie, nous pensons que lorsque celle-ci se sera affranchie de ce complexe de l'utile (ou de l'inutile), elle sortira de la crise qu'elle traverse actuellement. S'il nous paraît fondamental qu'une discipline se remette en cause, analyse les paradigmes qui ont été et sont les siens pour mieux intégrer les nouveaux outils et approches intellectuelles, il n'est pas sain qu'une discipline ait à justifier sa place (sauf si sa place n'est pas reconnue par d'autres disciplines : c'est alors un problème de reconnaissance qui répond à une autre logique). Nous estimons toute justification pour soi-même (ou d'une discipline pour elle-même) comme un aveu d'un mal-être, expression d'un "futur" plus-être (négation). Nous considérons, pour notre part, que la géomorphologie a sa place dans les sciences actuelles et qu'elle est un terrain d'expérimentation particulièrement intéressant pour toutes les nouvelles approches intellectuelles (comme par exemple, actuellement, la thermo-dynamique, la théorie du chaos, de la brisure du temps...).

Pour mémoire, rappelons que les Mathématiques au cours du XIX^e siècle, puis la Physique au début de ce siècle, ont connu de telles crises. Et c'est une fois que celles-ci se sont dégagées de cette "subordination", qu'elles sont devenues un véritable jeu de l'esprit, qu'elles ont inventé des théories ayant leur propre cohérence sans forcément d'applications dans la réalité. Et n'est ce pas ces jeux de l'esprit qui sont apparus beaucoup plus tard, à l'insu de leurs créateurs, les mieux adaptés à énoncer certaines lois régissant l'Univers ? C'est tout le paradoxe de "l'utilité" qui est ici soulevé. Elle peut être immédiate et c'est tant mieux pour notre mieux être et notre confort intellectuel vis-à-vis de la Société (vis-à-vis d'une demande sociale ou économique). Elle peut être lointaine et c'est tant mieux pour l'Esprit. D'ailleurs, pourquoi vouloir absolument résoudre ce paradoxe puisqu'il peut

être le catalyseur de différentes finalités à l'intérieur d'une même "discipline". Comme l'exprime si bien D.W. Winnicott (1975) : *"Je demande qu'un paradoxe soit accepté, toléré et qu'on admette qu'il ne soit pas résolu. On peut résoudre le paradoxe si l'on fuit dans un fonctionnement intellectuel qui clive les choses, mais le prix payé est alors la perte de la valeur du paradoxe"*. Or une des vertus de ce paradoxe est justement qu'il peut être un vecteur de respect vis-à-vis des différentes démarches à l'intérieur d'un même champ disciplinaire et aussi par rapport aux disciplines voisines. La pensée est fille de liberté, elle devrait pouvoir sans contraintes cheminer de l'épistémologie à la formation d'une stalactite, de la pensée symbolique à la lecture d'un paysage, de la perception d'un événement à l'ébauche d'une théorie...

C'est dans cet état d'esprit que nous avons mené notre recherche, à moins que ce soit notre recherche qui nous ait amenés à cette philosophie. Il est clair que travailler sur les formes du relief, sur leur genèse passée, sur leur évolution actuelle passe par une profonde symbiose avec le milieu, par une perception, un décryptage, une prise de conscience puis une retranscription des informations contenues dans le paysage. L'esprit se doit donc de percevoir, d'analyser et d'intégrer ce qui est à la fois visible et tangible au niveau spatial et temporel. Une reconstitution morphogénique peut être ressentie par autrui comme une association de paysages imaginée par l'auteur de manière consciente ou non à partir d'indices morphologiques et de schémas d'évolution liés à des expériences antérieures. Cette vision n'est pas erronée, mais elle est fortement réductrice car elle fait abstraction, d'une part, de la pertinence des signaux, porteurs d'information, contenus dans tout paysage et, d'autre part, de l'intuition. La prise en compte de ces signaux pose le problème de leur perception et de notre "ressenti". Il faut admettre que nous percevons essentiellement les éléments pour lesquels nous avons été initiés au travers de notre éducation, de notre culture, ou d'une école de pensée. Ces éléments perçus ont généralement pour effet de parasiter notre vision et d'occulter un certain nombre d'informations contenues dans le paysage. D'autre part, il existe toute une catégorie de signaux que nous ne percevons pas parce que nous n'avons pas été initiés à leur reconnaissance et dont on ne peut, dès lors, soupçonner "l'existence". Deux exemples suffiront pour illustrer notre propos. En rapport avec le premier cas de figure, je me souviens qu'en présence d'un de mes compagnons de terrain, j'ai toujours été étonné par sa faculté à déceler quel que soit l'environnement un tesson de poterie, un nucléus de silex ou des champignons que je foulais allègrement. En rapport avec le second cas de figure, je suggère de placer devant un même paysage une femme peintre et un naturaliste ; la première sera sensible aux différents spectres des couleurs, à leur harmonie ou à leur chaos et elle retranscrira au travers de son prisme une image de sa perception, perception qui peut aller jusqu'à

l'abstraction du message ; le second réagira, quant à lui, aux formes, aux échancrures, au minéral, au végétal, aux aménagements humains et recodera au travers du verbe les signaux qu'il a su percevoir et déchiffrer : il proposera une lecture, sa lecture, du paysage. En fonction de son "initiation" liée à sa discipline, il appuiera son discours sur tel ou tel aspect du paysage et ne verra pas, n'aura pas totalement conscience, de l'ensemble des autres signaux existant. En ce sens, la démarche systémique et/ou l'approche transdisciplinaire sont porteuses d'espoir, car elles nous permettent d'être initiés à d'autres lectures du paysage. Avoir conscience de cette multiplicité des lectures, de la multitude de signaux qui ne demandent qu'à être perçus, a pour effet de mettre en éveil l'ensemble de nos sens et de tendre à être totalement réceptif aux informations contenues.

Si on pousse encore plus loin cette réflexion sur notre conception de la géomorphologie, il y a d'une part, tout ce que perçoivent nos sens, c'est à dire une série d'images temporelles ou de concepts du paysage qui nous entoure ; et il y a, d'autre part, une certaine "réalité" que nous ne faisons que pressentir parce qu'elle reste pour nous plus ou moins invisible, plus ou moins subtile mais que notre pensée entrevoit parce qu'elle déborde du monde de l'objet et le transcende. On retrouve là le concept de l'intuition tel que l'entend H. Bergson (1970). Peut-être plus que les autres domaines morphologiques, le karst est particulièrement favorable à cette démarche philosophique où l'abstraction de la pensée joue un rôle fondamental, dans le sens où on travaille sur des "vides" dus à l'exportation de la matière. La lecture des signaux propres au karst passe donc par la reconnaissance des différents types de "vide" au travers d'une grille de lecture à la fois spatiale et temporelle. Le sens donné ici à ces "vides" karstiques n'est pas celui de néant, mais au contraire de lieux qui ont été soumis à de puissants flux énergétiques. Nous reviendrons sur ces notions d'énergie et sur l'originalité du karst.

Bien que l'ensemble de ces réflexions puisse interpeller, il nous paraissait important de présenter aux lecteurs quelle était la philosophie de notre recherche et le rôle que peut jouer aujourd'hui la géomorphologie dans la connaissance de notre environnement visible et subtil. En effet, lors de la lecture de nombreux ouvrages ou thèses, nous nous sommes souvent interrogés sur la démarche ou les finalités de leur auteur. Cette réflexion n'a aucunement la prétention de répondre à cette interrogation, elle est simplement destinée à ceux qui ont eu la même curiosité d'esprit vis-à-vis de notre travail.

Au terme de ces réflexions, reflets de nos interrogations, de nos sensibilités et de nos aspirations, le lecteur comprendra mieux la valeur que nous portons aux mots Nature, Homme, Regard, Parole, Symbole, Temple. L'homme, en tant que vecteur, donne d'une certaine manière la parole à la nature. En la regardant, en essayant d'en comprendre les mécanismes, puis de les retranscrire

par le verbe, l'homme fonctionne en tant que conscience de la nature, et lui donne un "sens". Et ce creuset où se situe le travail symbolisant de la pensée, où s'élabore l'explication du "sens", est au plus profond de l'homme, dans son temple intérieur, là où se télescopent les idées, les messages, les perceptions, et les convictions.

Nous voulons, enfin, préciser que la démarche qui est nôtre, n'est en rien antagoniste des autres approches de la géomorphologie. Elle en est complémentaire. La description, la quantification, l'expérimentation ont leurs vertus, et de grandes vertus lorsqu'elles savent transcender les typologies, les formules, les modèles et les cadres expérimentaux. D'ailleurs une grande part de notre travail repose sur ces approches. Ce qui est en revanche, à nos yeux, redoutable, ce n'est pas tant le caractère de plus en plus spécialisé des recherches (la spécialisation permet d'aller relativement loin dans la quête d'information), mais c'est le cloisonnement des "spécialités", tout comme celui des "approches" et des "disciplines" (géographiques et des Sciences de la Terre). A cette tendance, nous lui préférons celle proposée par R. Descartes, dans son "Projet d'une Académie" : *"L'on s'écouterait parler avec respect, sans faire paraître jamais de mépris pour ce qui sera dit dans cette assemblée. L'on ne s'étudierait point à se contredire mais seulement à chercher la vérité"*.

Cette philosophie de travail doit beaucoup à un autre domaine de la perception et de la représentation qu'est la peinture. Celle-ci nous a fait prendre conscience que ce n'est pas tant le sujet traité qui est important mais la manière de le traiter.

Plusieurs objectifs ont mû ce travail de recherche. Tout d'abord, il nous paraissait important de démontrer qu'au-delà de ses particularismes, le karst était porteur d'un grand nombre d'informations morphogéniques. Au cours de ce travail, nous nous permettrons d'insister périodiquement sur ce "fait" et d'indiquer que sans cette prise en compte du paramètre "karst", nous n'aurions pas pu aller aussi loin dans les reconstitutions paléogéographiques et paléoenvironnementales des domaines étudiés. Cette "performance" du karst est essentiellement due à l'existence d'une troisième dimension et de vides souterrains. Nous aborderons postérieurement les différentes couches d'informations contenues dans l'endokarst et l'intérêt de leur croisement.

Un autre objet de notre recherche était, à partir de la compréhension de la dynamique actuelle et de l'évolution passée de deux domaines carbonatés forts différents sur les plans géologique, climatique, et paléogéographique, de reconnaître les processus et les fonctionnements de "premier ordre" du karst. Cette dimension nous paraît importante, car elle permet de gommer les artifices locaux (dus aux particularismes climatiques, lithologiques...) et d'approcher les "lois" essentielles (pour ne pas dire

universelles) qui régissent le karst. Cette approche pourrait être considérée comme une finalité. Nous préférons la considérer comme un outil, ou comme une base de référence, permettant d'étudier, voire de comparer des régions calcaires. Les études comparatives ont été et sont courantes en géomorphologie, mais elles ont été trop souvent soumises, à nos yeux, au paradigme climatique. Sans pour autant négliger l'influence des paramètres bioclimatiques et de leurs variations sur l'environnement, voire sur les processus karstiques, le principal reproche que nous ferions à la classification morphoclimatique, c'est qu'elle distingue, qu'elle oppose, selon une seule gamme de critères. Nous tenterons dans notre travail comparatif de privilégier d'autres concepts, d'autres approches du karst, notamment systémique, permettant d'analyser selon plusieurs niveaux de références les convergences et les divergences entre les Serranías de Ronda et le Vercors.

CHAPITRE II

ASPECTS THÉORIQUES DU KARST ET PERSPECTIVE SYSTÉMIQUE

1. INTRODUCTION À L'ÉTUDE DU KARST ET À L'APPROCHE SYSTÉMIQUE

L'objet essentiel de notre travail tournant autour du karst, il nous apparaît indispensable de définir les différentes terminologies karstiques que nous utiliserons. Notre volonté n'est pas de proposer une nouvelle nomenclature, mais tout simplement de permettre au lecteur de connaître le sens que nous avons mis derrière chaque terme propre au karst. Nous avons été trop souvent surpris, lors des réunions scientifiques, de l'ampleur que peuvent prendre certaines discussions, due au simple fait que les interlocuteurs n'avaient pas pris le soin de définir le sens des mots qu'ils utilisaient. Et ceci peut être particulièrement dommageable lorsqu'un même objet, comme le karst, est abordé par diverses disciplines. Bien qu'il nous paraisse essentiel que chaque chercheur ait conscience de l'évolution au moins de "sa" science, nous n'entreprendrons pas ici une étude épistémologique de la "karstologie". T. D. Ford (1976), Ph Renault (1983, 1988, 1990, 1992), M. Julian (1992) et R. Maire (1992) ont déjà abordé sous différents angles l'évolution de la "karstologie" *s.l.* Nous n'aborderons, ici, que succinctement les différentes approches du karst, car elles ont été et sont à l'origine de diverses classifications et définitions des phénomènes karstiques selon des critères issus des paradigmes dominants. Cette rapide rétrospective (non exhaustive) de la karstologie permettra de situer notre recherche.

La notion de "karst" est essentiellement associée aux roches carbonatées qui du fait de leur solubilité font l'objet d'une érosion spécifique engendrée par les eaux qui y circulent. Cette interaction entre l'eau et la roche encaissante se traduit par une morphologie particulière (le karst) caractérisée par des formes spécifiques de surface (les formes exokarstiques) et par la création en profondeur de tout un réseau de vides (les "formes" endokarstiques).

L'étude du karst a tout d'abord été traitée d'un point de vue descriptif (J. Cvijic, 1918, 1925, 1960 ; W.M. Davis, 1930 ; E. de Martonne, 1909 ; G. Chabot, 1927 ; J. Blache, 1931 ; P. Marres, 1932). Cette première approche fut essentielle puisqu'on lui doit la définition des principales morphologies karstiques (lapiés, dolines, poljés...). Etroitement liée à cette première approche du karst, il faut relever l'approche spéléologique impulsée par E.A. Martel (1905, 1921) qui a révélé la diversité des vides endokarstiques et a porté l'accent sur les écoulements souterrains.

C'est ensuite l'identification et la compréhension des mécanismes à l'origine du modelé karstique qui mobilisèrent les énergies. C'est à cette époque que prend corps le concept de "karstification" qui englobe l'ensemble des processus de genèse et d'évolution des différentes formes karstiques. Cette notion de karstification était, dès sa conception, systémique puisqu'elle mettait en jeu les trois phases qui interviennent directement dans la formation d'un karst : la phase solide (la masse carbonatée), la phase liquide (l'eau qui y circule) et la phase gazeuse (l'anhydride carbonique produit essentiellement par la couverture biopédologique). Cependant la variabilité des formes karstiques et de leur combinaison est telle que les karstologues ont d'abord cherché à les classer et à déterminer les causes de leur variabilité (M. Bakalowicz, 1992). Les différentes causes ont été abordées : les causes hydrologiques (E.A. Martel, 1921), les causes géologiques (J. Cvijic, 1924 ; W.M. Davis, 1930), les causes hydrogéologiques (R.F. Rhoades et M.M. Sinacori, 1941 ; B. Gèze, 1965 ; L. Kiraly, 1968 ; C. Drogue, 1969, A. Mangin, 1975), les causes hydrochimiques (A. Boegli, 1964 ; H. Roques 1964 ; T.C. Atkinson, 1977 ; R.L. Curl, 1977, M. Bakalowicz, 1979), les causes climatiques (H. Lehmann, 1936 ; J. Corbel, 1957 ; M. Pulina, 1968 ; M.M. Sweeting, 1972 ; J. Nicod, 1972), les causes pédologiques (N.A. Gvojdckij, 1965 ; M. Lamouroux, 1974)... Parallèlement à ces approches axées essentiellement sur un ou plusieurs paramètres intervenant dans la karstification, se développèrent d'autres démarches comme la spéléomorphologie (Ph. Renault, 1968 ; C. Ek, 1969 ; R. Maire, 1976 ; Y. Quinif, 1977 ; A. Bini, 1977 ; Y. Callot, 1978 ; J. Rodet, 1981 ; J.J. Delannoy, 1981 ; Ph. Audra, 1989) ou l'étude des remplissages endokarstiques (N. Llopis LLado, 1953 ; Ph. Renault, 1968 ; R.S. Harmon *et al.*, 1977 ; T.C. Atkinson *et al.*, 1978 ; Y. Quinif, 1980 ; P. Sorriaux, 1982 ; R. Maire, 1982 ; J.J. Delannoy, 1989). Ces différentes approches ont privilégié d'une manière ou une autre, soit un des paramètres intervenant dans la karstification, soit un des aspects du karst. Bien que cette multiplicité d'approches ait été à l'origine de nombreuses typologies karstiques conflictuelles, elle a été fort utile dans le sens où elle a permis de relever toutes les sources et couches d'information existant sur le karst.

La karstologie actuelle se situe à un passage important puisqu'elle est en train d'atteindre un premier stade de maturité. Celle-ci se marque, à la fois, par une prise de conscience de l'ampleur de son champ d'étude, et par une volonté d'en synthétiser les différentes approches. La prise en compte de l'approche systémique marque ce passage. Deux exemples français de conception systémique, celle du "système karstique" des hydrogéologues du Laboratoire C.N.R.S. de Moulis (A. Mangin, 1975 ; M. Bakalowicz, 1979), celle du "géosystèmes karstiques" de l'U.R.A. 903 du C.N.R.S. (J.

Vaudour, 1984), nous apparaissent comme les bonnes voies pour tendre vers le stade de la "boîte blanche" de K. Hilton (1985), c'est à dire pour accéder, à toutes échelles d'espace et de temps, à la connaissance des différentes dynamiques hiérarchisées et interactives à l'origine de la structure et du modelé karstique. Tendre vers ce stade de la "boîte blanche", c'est tendre à la compréhension de l'intelligibilité de la nature ou comme l'exprime A.N. Whitehead (1995), à "former un système d'idées générales qui soit nécessaire, logique, cohérent et en fonction duquel tous les éléments de notre expérience puissent être interprétés".

2. VERS UNE DÉFINITION DU SYSTEME KARSTIQUE

Le système est communément défini comme une unité structurée, fonctionnelle et évolutive ou comme un ensemble d'interactions organisatrices (B. Walliser, 1977 ; A. Mangin, 1982 ; J. Vaudour, 1986 ; Ph. Martin, 1991).

La première difficulté à laquelle on est confronté, est le choix de l'unité de référence. Elle ne peut être, comme en géomorphologie, une unité terrestre homogène d'un point de vue morphogénique (G. Rovera, 1990), dans le sens où le karst n'est pas un milieu homogène et qu'il intègre une 3e dimension. L'unité karstique qui apparaît spatialement la plus cohérente et temporellement la plus stable, est l'unité de drainage. Le système karstique peut, dans ce cas, être assimilé à un impluvium à partir duquel les écoulements souterrains s'organisent pour constituer une unité de drainage (A. Mangin, 1974, 1975, 1982) ; ce système étant, dès lors, soumis aux processus dynamiques que sont et qu'introduisent les écoulements.

Trois idées essentielles peuvent être relevées dans ce

concept de système (B. Walliser, 1977) :

- celle d'une unité en rapport réciproque avec son environnement de telle sorte qu'elle possède une certaine autonomie ;
- celle d'une unité constituée de sous-systèmes en interactions qui lui assurent une cohérence ;
- celle d'une unité subissant des modifications dans le temps tout en conservant une certaine permanence.

En fonction de ces trois concepts, l'étude d'un système karstique implique de tenir compte (B. Walliser, 1977 ; A. Mangin, 1982) :

- du niveau structurel qui caractérise le système dans son état d'équilibre d'un point de vue thermodynamique ;
- du niveau fonctionnel qui rend compte, d'une part, des transformations effectuées par chaque sous-système, et, d'autre part, des relations entrée-sortie ;
- du niveau évolutif qui représente les modifications des lois de transformation de chaque sous-système, celles des limites du système et de son organisation vis-à-vis de son proche environnement. Ce troisième niveau sous-tend les notions de flux d'énergie et de matière.

Ces trois concepts de structure, de fonctionnement et d'évolution sont en fait contenus dans la notion de "karstification" précédemment définie (Tableau I.1). La répartition des vides et leur morphologie se rapportent à la structure du système ; les écoulements rendent compte du fonctionnement du karst en tant que système-aquifère ; et l'énergie mise en jeu pour la karstification commande l'évolution du karst. Ces trois concepts vont guider la détermination des principaux paramètres et de leurs interactions qui interviennent dans la réalisation d'un karst.

A ce stade de réflexion, il nous paraît important de bien

	NIVEAUX CONCEPTUELS	EXPRESSION	INTER-DEPENDANCES	DEPENDANCES	RESULTANTE
SYSTEME KARSTIQUE	Structure	Organisation des vides (sous-système : zone noyée) et drainage karstique	Interdépendances	Sous dépendance des conditions internes (contraintes lithologiques, tectoniques...) et externes (niveau de base karstique).	Unité possédant une cohérence structurelle et fonctionnelle en rapport avec le cadre géologique et les conditions environnementales
	Fonctionnement	Caractères hydrogéologiques et hydrochimiques		Sous double dépendance (interne et externe)	
	Evolution	Flux d'énergie et de matières	Interdépendances	Sous dépendance des conditions externes (gradient hydraulique, flux H ₂ O + CO ₂) et internes (insolubles, couverture...)	

Tableau I.1 - Structure, fonctionnement et évolution d'un système karstique

Lire le tableau de gauche à droite. Exemple, "la structure" correspond à un des 3 niveaux conceptuels du système ; elle s'exprime à travers l'organisation des conduits endokarstiques dont le creusement est soumis aux données hydrologiques et hydrochimiques (interdépendances) et qui sont conditionnées (dépendances) par les paramètres internes et externes au système.

distinguer "l'analyse systémique" et "l'approche systémique". La finalité de l'analyse systémique s.s. est de saisir l'ensemble des paramètres jouant un rôle direct ou indirect dans la structure, le fonctionnement et l'évolution d'un système ainsi que de décomposer tous les faisceaux d'interactions. Dans l'état actuel de la connaissance du karst, qui est partielle, ce type d'analyse nous apparaît prématuré. De plus, comme le fait remarquer J. Vaudour (1986), il n'est pas certain que l'accumulation d'une telle masse d'informations (mesure du degré d'intervention et d'incidence de chacun des paramètres) permette actuellement une meilleure compréhension du système karstique. Cela dit, l'analyse a le mérite de fixer un cap, un objectif à l'entendement global du karst. En cela, elle est indispensable. Pour atteindre cet objectif, "l'approche systémique"⁽¹⁾ se limite à la définition des principaux acteurs et de leurs principales interactions intervenant sur la structure d'ensemble, le fonctionnement général et les évolutions potentielles du système. Notre recherche se situe dans cette démarche et cette philosophie qu'est l'approche systémique. Dès lors, il est essentiel de déterminer l'ensemble des principaux acteurs qui président à la réalisation du karst et de mettre en avant leurs interactions. Cette détermination est fortement inspirée de l'approche systémique développée par le Laboratoire Souterrain de Moulis (A. Mangin, 1975, 1978, 1982 ; M. Bakalowicz, 1979, 1982, 1992).

3. LES COMPOSANTS DU "SYSTEME KARSTIQUE"

3.1. La structure du système karstique

De par sa définition, la karstification sous-tend l'existence d'une étroite relation entre la structuration du drainage karstique et la configuration du modelé karstique. En dehors du constat statique de cette relation, il est intéressant de se pencher sur son contenu dynamique. En effet, cette relation implique que plus la quantité d'eau qui s'écoule à l'intérieur d'un karst est importante, plus la karstification est intense ; et corrélativement, plus la karstification a développé ses effets et plus le drainage est aisé (A. Mangin, 1978). On retrouve cette "relation d'équivalence" à tous les niveaux du karst, depuis les lapiés jusqu'à la hiérarchisation des vides souterrains. Cette relation nous apparaît fondamentale, car elle enseigne qu'une bonne connaissance des écoulements karstiques permet d'aborder, sinon la karstification, tout au moins les résultats de cette dernière, dont le modelé karstique ; et qu'inversement une bonne connaissance du modelé, notamment endokarstique, peut permettre de retrouver d'anciennes structures de drainage.

Cette relation implique le caractère indissociable de la structure hydrologique et de la structure morphologique, tout au moins dans toute velléité d'appréhension

système du karst. Le moteur des écoulements n'est-il pas celui de la karstification ? L'évolution morphologique qui part d'un ensemble non karstifié vers un karst, est-elle autre que l'évolution du drainage qui part de l'écoulement diffus vers un écoulement organisé ?

Si cette indissociabilité des structures hydrologique et morphologique est évidente dans l'approche systémique du karst, elle peut être parfois mal abordée, notamment à cause de terminologies différentes en fonction des disciplines et/ou des conceptions différentes de la structure karstique. C'est pourquoi il nous paraît nécessaire d'aborder brièvement ces différentes conceptions, puis de préciser la conception et la terminologie que nous emploierons dans ce travail.

3.1.1. La structure hydrogéologique

L'hydrogéologie distingue deux grandes zones à l'intérieur du karst en fonction de la nature des écoulements et du degré d'organisation du drainage : la zone d'infiltration et la zone noyée.

Dans la zone d'infiltration, les écoulements se décomposent en une circulation rapide (de type ruissellement) suivant un nombre réduit de conduits ouverts (fissures élargies, puits,...) et en une percolation empruntant la porosité et les fissures peu ouvertes. C'est au niveau de cette zone d'infiltration que les discontinuités de l'aquifère sont les plus marquées et morphologiquement les plus importantes. Cette complexité peut être accentuée par l'existence, dans la zone superficielle et altérée du karst, d'un aquifère particulier : l'aquifère épikarstique qui, bien qu'irrégulièrement réparti, joue un rôle important, car il fait effet de tampon entre les processus extérieurs (essentiellement bio-climatiques) et le karst.

Dans la zone noyée, l'organisation des vides apparaît avec plus de netteté. Ceux-ci s'organisent autour d'une ossature composée de drains (transmissifs) ; ces drains constituent les conduits noyés situés à la base du karst et explorés par les spéléonautes. De part et d'autre d'un drain, se développent des ensembles indépendants les uns des autres, mais tous en relation avec le drain ; ces ensembles ont été qualifiés par les hydrogéologues de "système-annexe de drainage". Ces ensembles peu transmissifs sont les lieux de stockage des eaux souterraines. Il est important de préciser que contrairement aux autres aquifères, la zone noyée ou saturée du karst n'est pas présente sous l'ensemble de la "zone d'infiltration" ; elle se développe généralement en aval du système, c'est à dire à proximité de l'exutoire.

Cette structuration hydrogéologique du système karstique vaut lorsqu'il y a adéquation entre le système karstique développé en roche uniquement carbonatée et l'aquifère (notion de karst ou de système hydrogéologique unaire). En effet, un système karstique peut également

(1) Nous distinguons ici "analyse" et "approche" systémique.

comprendre des terrains non-karstiques (couverture imperméable, par exemple) dont le drainage est assuré en aval par l'aquifère karstique (*via* des pertes). Le système karstique est alors composé de deux "ensembles" ayant des morphologies faisant appel à des processus d'érosion et à des dynamiques différentes ; le karst est alors qualifié de binaire. Lorsqu'ils sont présents, ces terrains non-karstiques jouent un rôle important dans le fonctionnement et la morphologie du système. Ils ont, en effet, pour principale incidence de concentrer le ruissellement de surface en des points privilégiés du karst et d'introduire des structures d'écoulement prononcées dès l'amont.

3.1.2. La structure morphologique

La géomorphologie karstique distingue généralement trois zones : l'exokarst, l'endokarst et la zone située à l'aval de l'exutoire karstique (celui-ci compris). Nous ne développerons pas cette répartition traitée dans tout ouvrage ayant trait au modelé karstique (J. Nicod, 1972 ; R. Maire, 1980). Signalons cependant qu'au niveau de l'exokarst, le morphologue a très tôt distingué le "karst" se développant sous une couverture d'altération et/ou pédologique (karst "couvert") du karst "nu" directement soumis aux eaux météoriques. Plusieurs nomenclatures ont été proposées pour distinguer ces deux situations (Sawiki, 1904 ; A. Gründ, 1914 ; M. Sweeting, 1973 ; M. Lamouroux, 1974).

3.1.3. La terminologie spéléologique

Le spéléologue est vraisemblablement celui qui a eu le plus rapidement conscience de la structure globale du karst. N'est-il pas celui qui est physiquement confronté à l'hétérogénéité de la zone non saturée du karst (zone "vadose"), à l'obstacle que présente l'interface "zone vadose"-"zone noyée" (le siphon) ? Il est vrai qu'avant l'exploration spéléonautique de la zone noyée, le karst a été trop souvent réduit aux seules galeries pénétrables et aux écoulements qu'étaient les rivières souterraines. L'objet essentiel et noble de la spéléologie est l'exploration. Or, trop souvent, cette dimension est passée à un second plan dans le discours pour privilégier le caractère scientifique, comme s'il fallait cautionner sa démarche exploratoire d'un milieu chargé de connotations répulsives, ou justifier sa quête des sens (B. Debarbieux, J.J. Delannoy, 1992). Cela n'est pas propre à la seule spéléologie, l'alpinisme du siècle dernier a connu un fonctionnement identique (B. Debarbieux 1990). C'est pourquoi il nous paraît illusoire, voire un artifice, de ne pas vouloir distinguer la dimension exploratoire et la dimension scientifique de la spéléologie ; ces deux dimensions, en fonction des circonstances ou des acteurs, pouvant aussi bien se fondre qu'être autonomes. Cette distinction nous paraît saine, car elle permet de considérer

à leur juste valeur les ponts existant entre ces deux approches spéléologiques du milieu souterrain. Et, il faut reconnaître que l'exploration spéléologique sert à la connaissance scientifique du milieu souterrain et que cette connaissance aide à bâtir des stratégies exploratoires. Cela dit, le but essentiel de la spéléologie ayant été et étant l'exploration, les vides souterrains ont toujours été considérés comme les axes dans lesquels chemine le spéléologue, les uns verticaux, les autres horizontaux, ou encore obliques. Sur le plan "scientifique", le principal problème de la terminologie employée par les spéléologues est son caractère "égocentrique". La différence entre un puits et une cheminée n'est-elle pas simplement fonction du côté par lequel le spéléologue aborde un conduit vertical ? Si les vocabulaires spéléologiques sont parfaitement adaptés à leur dimension exploratoire, ils le sont beaucoup moins, voire pas du tout, vis-à-vis de l'approche karstogénique, ou de l'approche systémique. C'est d'ailleurs afin de pallier cet écueil, notamment par rapport à la spéléogénèse, qu'a été introduite toute une série de substantifs permettant d'introduire des notions de forme, de fonctionnement ou d'évolution : galeries méandriiformes, galeries en conduite forcée, puits d'absorption, puits de dissolution, galerie active, galerie "fossile"...

Ces différentes perceptions et représentations (par le verbe) de la structure du karst sont cohérentes en fonction des logiques qui sont les leurs. Maintenant, lorsqu'on désire appréhender le karst selon une approche systémique, il est nécessaire de bien préciser la terminologie que nous allons employer pour décrire le modelé, pour traiter le fonctionnement et l'évolution karstique. Rappelons qu'il ne s'agit pas d'introduire une nouvelle terminologie karstique, mais simplement d'aider le lecteur à comprendre le sens de chacun des vocables que nous utiliserons dans ce travail.

3.1.4. La conception de la structure karstique envisagée dans notre travail

La "structure hydrogéologique" qui a été la mieux abordée sur le plan systémique, va gouverner la définition de la structure du karst telle que nous l'avons envisagée dans notre travail. Nous avons distingué deux sous-structures en totale connexion : l'exokarst et l'endokarst (Figure I.1).

3.1.4.1. L'exokarst

Au niveau de l'exokarst, le modelé⁽¹⁾, les processus⁽¹⁾, les dynamiques⁽¹⁾ diffèrent en fonction de la présence ou non d'une couverture, d'où une première distinction entre "karst nu" et "karst couvert".

Le "karst nu" correspond aux surfaces karstiques

(1) Le modelé correspondant à la partie supérieure de la structure karstique ; les processus se rapportant, ici, aux flux et les dynamiques étant l'expression de l'évolution du système.

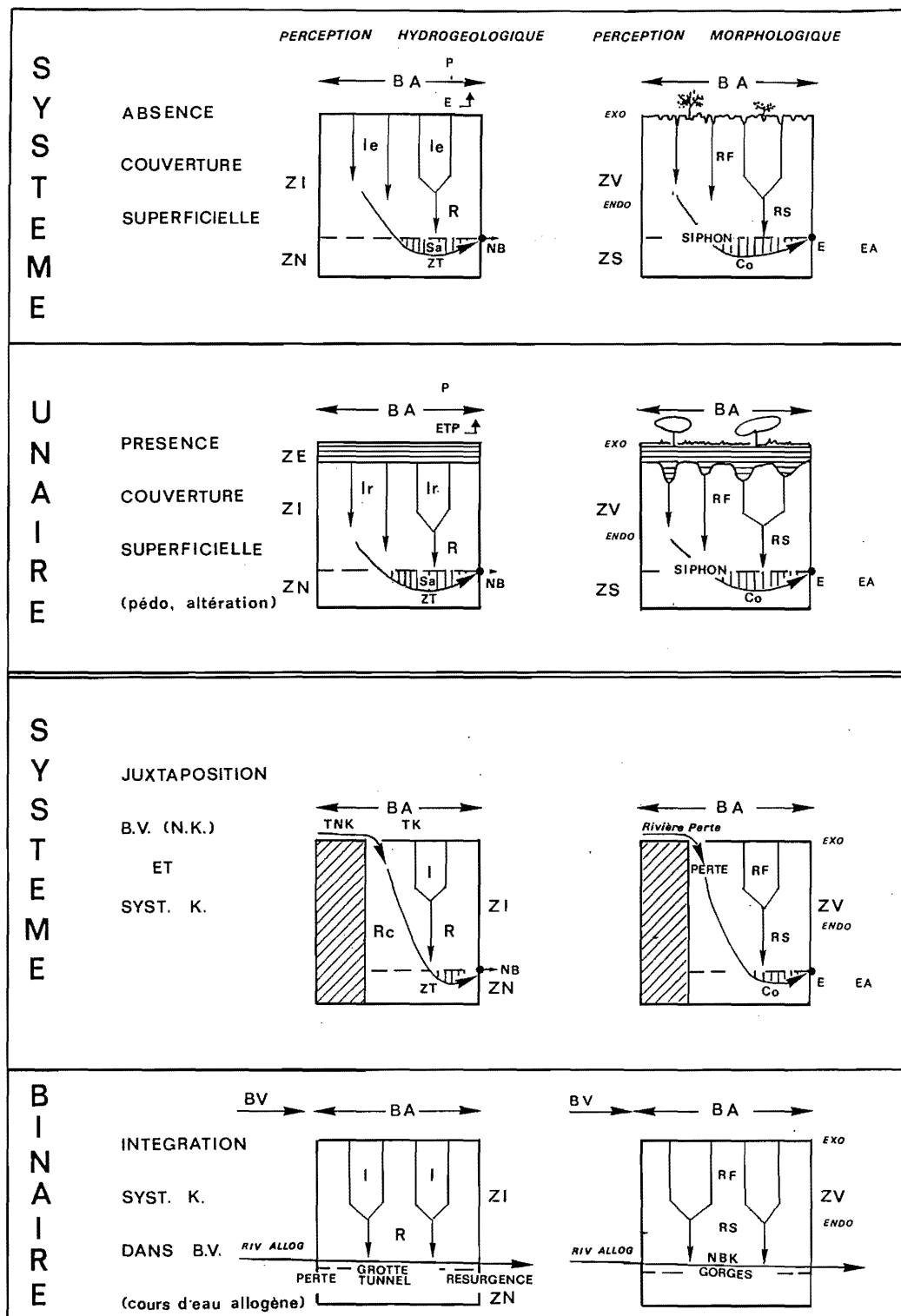


Figure I.1 - Les représentations hydrogéologiques et karstologiques d'une même entité : le système karstique.

Expression schématique des systèmes unaires et binaires

La représentation hydrogéologique : B.A. : Bassin d'alimentation karstique ; T.K. : Terrain karstique ; T.N.K. : Terrain non karstique ; B.V. : Bassin-versant des écoulements superficiels ; P : Précipitations ; E : Evaporation ; ETP : Evapotranspiration ; Z.E. : Zone épikarstique ; Z.I. : Zone d'infiltration ; Z.N. Zone noyée ; N.B. Niveau de base ; Ie : Infiltration efficace ; Ir : Infiltration retardée, ici par la couverture superficielle ; R : Ruissellement ; Sa : Systèmes-annexes ; ZT : Zone transmissive (drain).

La représentation karstologique : Z.V. : Zone vadose ; Z.S. : Zone saturée ; N.B.K. : Niveau de base karstique ; RF : Réseaux de fissures ; RS : Réseaux spéléologiques ; Co : Conduite forcée ; E : Emergence ; Ea : Ecoulement en aval du système.

directement soumises aux conditions météoriques. Son modelé est essentiellement induit par la qualité et la cohérence du substrat carbonaté, et par l'importance, le caractère et la répartition des précipitations. Dans la perspective systémique, cet interface est également influencé par la structure hydrodynamique du karst sous-jacent ; la création des vides exokarstiques (fentes de lapiés...) est avant tout le produit de la dissolution le long d'axe d'infiltrations exploitant la fracturation, plutôt que l'existence d'une fracturation agrandie systématiquement par la dissolution. Cette subtile nuance sur laquelle nous reviendrons, est fondamentale.

En ce qui concerne le "karst couvert", nous distinguons deux types de couverture : la couverture géologique d'origine soit stratigraphique, soit tectonique (charriage), et la couverture superficielle d'altération ou pédologique. En dehors de leurs natures différentes, cette distinction repose également sur le fait qu'elles ne vont pas engendrer les mêmes dynamiques et morphologies. Il est, bien entendu, nécessaire de distinguer, à l'intérieur des couvertures géologiques, les assises perméables des terrains faiblement perméables, voire imperméables ; les seconds étant généralement à l'origine du fonctionnement binaire du système karstique.

La structure et le modelé d'un karst à couverture géologique imperméable (en position d'amont) sont en grande partie dépendantes du rapport de surface entre la couverture géologique et le secteur calcaire. Si ce rapport est à l'avantage des assises non-carbonatées et que le régime des écoulements allochtones est soutenu, ceux-ci recoupent "superficiellement" le karst en gorges ; ces écoulements allochtones appartiennent généralement à des cours d'eau de "premier ordre" se raccordant directement au niveau de base marin ou régional (fleuve), et peuvent, dans ce cas, influencer la structure globale de l'endokarst. L'incision de ce cours d'eau a pour effet d'engendrer, au niveau de la masse carbonatée recoupée, un gradient hydraulique et une organisation du drainage karstique vers ce cours d'eau (définition du niveau de base karstique, *infra*). Si ce rapport est à l'avantage des assises carbonatées, les écoulements allochtones se perdent dans le karst. Dans ce cas, le karst présente une structure (et un fonctionnement) binaire. Cette notion de rapport (ou de seuil) est importante, car elle permet d'aborder, soit l'endoréisme karstique (ou l'aveuglement des vallées karstiques), soit le creusement des canyons. D'autres paramètres interviennent également, comme la préexistence ou non d'une structure de drainage endokarstique développée (susceptible de "capturer" les écoulements superficiels) et, sinon, la vélocité de la structuration endokarstique. Nous reviendrons sur ces notions dans l'étude du fonctionnement et de l'évolution du système karstique (*infra*).

D'un point de vue morphogénique, il est important de différencier la nature de la couverture d'altération

(altérites autochtones, altérites allochtones...), ainsi que le contexte dans lequel elle s'est développée (altération contemporaine de la karstification, altération se superposant à une structure karstique préexistante...).

Quoi qu'il en soit, l'existence d'une couverture marque intensément le modelé exokarstique et joue un rôle important dans le fonctionnement karstique. Son caractère plus ou moins perméable lui permet de contenir un aquifère (aquifère épikarstique, *supra*) qui assure l'essentiel des échanges avec l'environnement extérieur (E.T.P.) et contrôle les infiltrations (effet-tampon). Dans le cas où un sol existe, c'est lui qui procure l'essentiel du CO₂, un des acteurs indispensables à la karstification. D'un point de vue morphologique, le "karst couvert" est associé au modelé crypto-karstique (lapiés émousés, pinacles, dolines de soutirage...) et au concept d'aplanissement karstique⁽¹⁾ (M.M. Sweeting, 1975 ; J. Nicod, 1975, 1982, 1989). La mise en place et l'agencement d'un aplanissement karstique sont liés, à la fois, à une évolution crypto-karstique (couverture d'altération, résiduelle...) et à l'absence d'un fort gradient hydraulique (*infra*). Au niveau du modelé, ce type de surface possède une puissante récurrence due à une migration de la dissolution préférentielle, elle-même liée au degré d'évolution du système karstique (*infra* : Partie II, Chap. 1).

Les poljés qui constituent "un sous système exokarstique" bien particulier, combinent globalement les effets de ces deux grands types de couverture. Généralement logés dans des dépressions tectoniques dans lesquelles s'est conservée une couverture peu perméable, ils possèdent un écoulement endoréique. Le recouvrement des assises carbonatées par des dépôts alluviaux, colluviaux, ou des altérites favorise le travail de la crypto-corrosion et une action latérale de la dissolution. Cette action spécifique de la corrosion peut être due à une multitude de paramètres dont les plus courants sont l'absence préalable d'une structure endokarstique, la présence de barrage karstique, le colmatage des vides empruntés par les eaux d'infiltration...

Dans cette présentation rapide de l'exokarst, sur laquelle nous reviendrons en détail au terme de ce travail, et à la lueur des exemples traités, nous percevons combien la relation exo-endokarst est fondamentale dans la compréhension de la structure karstique et bien entendu dans le fonctionnement du système (*infra*). Dans la deuxième partie de ce livre, les différents aspects karstodynamiques de l'exokarst seront abordés plus en détail étant donné que nous allons utiliser les formes et formations exokarstiques comme marqueurs et outils susceptibles d'appréhender l'évolution paléogéographique.

(1) Seulement dans le cas où le niveau de base est proche.

3.1.4.2. L'endokarst

La structure endokarstique se subdivise généralement en deux ensembles : la zone d'infiltration et la zone noyée. Signalons qu'il existe des systèmes sans zone noyée (karst très évolué, système perché...) et d'autres sans zone d'infiltration (karst de plateforme marine, nappe d'imbibition...).

Lorsque la zone noyée est présente, celle-ci se développe préférentiellement à proximité de l'exutoire. Nous avons vu précédemment qu'elle se subdivise, d'un point de vue hydrogéologique, en une zone transmissive caractérisée par des drains, et en des "ensembles capacitifs annexes" composés de vides anastomosés. Dans nos études de l'endokarst, nous réservons le terme de "drain" ou de "collecteur" aux conduits transmissifs de la zone noyée.

La zone d'infiltration est celle présentant la plus importante hétérogénéité structurale. Elle inclue l'ensemble du réseau de fissures fonctionnelles (micrométriques à décimétriques) ainsi que les conduits pénétrables par l'homme ou "réseaux spéléologiques". En ce qui concerne les "réseaux spéléologiques", nous prendrons soin de distinguer, chaque fois que cela est possible, les conduits appartenant à la structure fonctionnelle du système étudié, de ceux hérités d'anciennes structures de drainage endokarstique (paléodrain : drain d'une ancienne zone noyée aujourd'hui située dans la zone non saturée du karst). Dans la mesure où l'étude spéléomorphologique l'autorise, nous distinguerons à l'intérieur des paléo-conduits endokarstiques, ceux étant complètement déconnectés du drainage actuel (conduits non-fonctionnels)⁽¹⁾, ceux ayant été postérieurement recoupés par les axes de drainage, et ceux ayant été postérieurement exploités par les écoulements. Cette différenciation est essentielle pour reconstituer la karstogenèse car ces structures endokarstiques constituent en quelque sorte la mémoire des fonctionnements passés. Bien que nous l'évoquerons ultérieurement (*infra* : évolutions du système karstique), il faut également envisager l'envolement de conduits s'étant initialement agencés dans la zone d'infiltration. Ces "conduits envoyés" peuvent, selon la dynamique hydraulique, appartenir à la

zone transmissive ou capacitive du karst. Tous ces cas de figure seront traités dans nos différentes études de l'endokarst et seront comparés dans le Livre III de ce travail.

Dans l'approche systémique qui est la nôtre, il est essentiel d'inclure à cette "structure" l'ensemble des paramètres amont et aval qui interviennent dans le fonctionnement et l'évolution du karst et, donc, dans son modelé.

En amont, doivent être pris en compte les paramètres climatiques et bio-géographiques, étant donné qu'ils conditionnent en grande partie le signal d'entrée $H_2O + CO_2$. Les facteurs anthropiques doivent également être considérés, puisqu'ils peuvent altérer ce signal.

C'est à l'aval de l'unité de drainage *s.s.* (au débouché de l'exutoire) qu'il est possible d'appréhender *via* les mesures : le fonctionnement hydrologique du système, le degré de structuration du système hydrogéologique, l'ablation karstique ainsi que les transferts de matière passés (travertins). C'est également à ce niveau que se situe le niveau de base karstique (*infra*) qui est en grande partie conditionné par le contexte géologique et géomorphologique.

3.2. Le fonctionnement du système karstique

Afin de saisir les différents mécanismes responsables de la constitution et du fonctionnement d'un système karstique, il convient, d'une part, de déterminer quels en sont les éléments moteurs, et, d'autre part, de définir les différents paramètres qui interviennent sur les aspects morphologiques, hydrologiques et énergétiques ainsi que de traiter leurs interactions (Figure I.2).

3.2.1. Les moteurs du système karstique

Le système karstique ayant été rapporté à une structure de drainage, le moteur responsable de sa structuration est le même que celui qui détermine la circulation des eaux

Dans le cas de nos terrains d'étude, ce moteur est la

MOTEUR	ENERGIE	SOURCES D'ENERGIE	SOUS CONTROLE	EXPRESSION
Circulation des eaux	Gravité →	Gradient hydraulique	Géomorphologique (niveau de base hydrographique) et Géologique (niveau de base lithologique)	Potentiel de karstification
	Chimique →	Flux $H_2O + CO_2$	Environnement bio-climatique	

Tableau I.2 - Moteur et énergies participant à la structuration et fonctionnement d'un système karstique gravifique

⁽¹⁾ Réseaux "fossiles" des spéléologues.

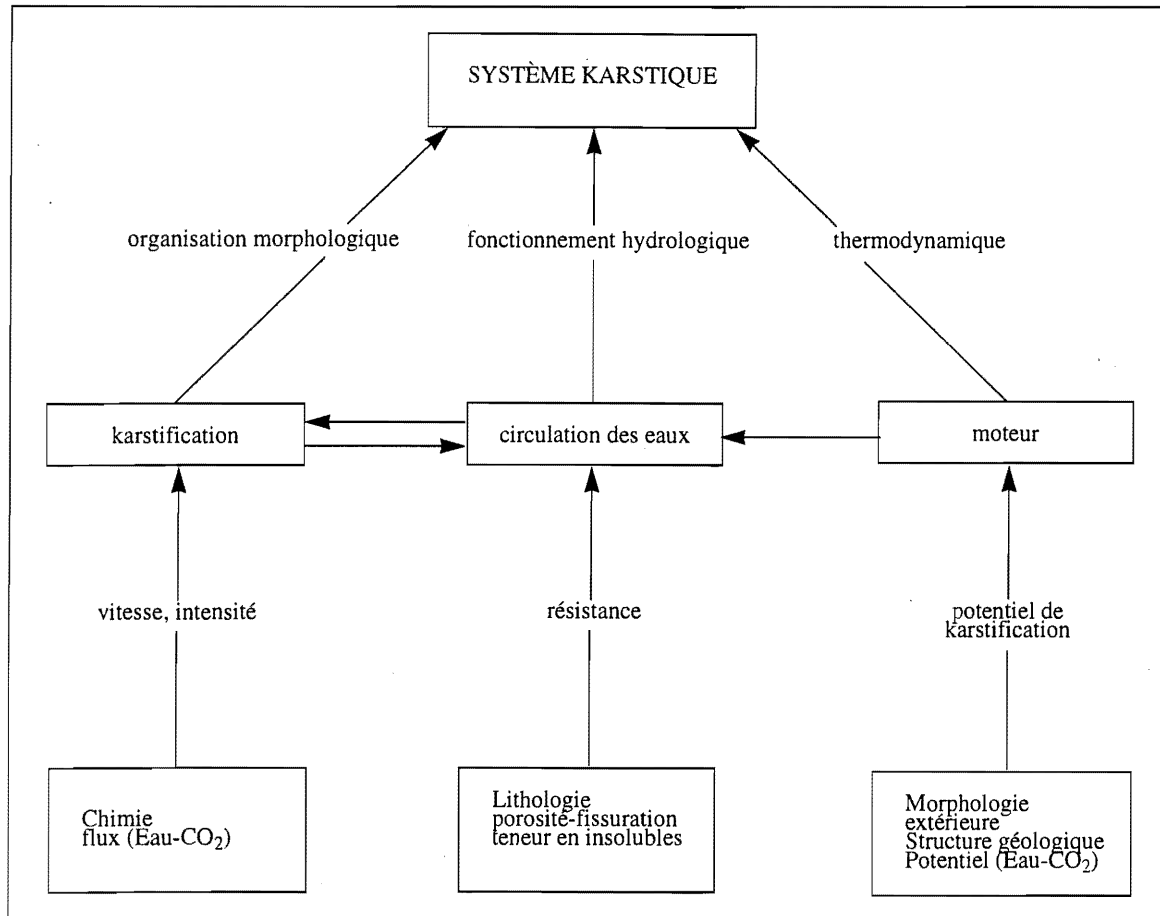


Figure I.2 - Le système karstique : ses niveaux spatio-temporels fondamentaux et ses processus karstodynamiques (d'après A. Mangin, 1978)

La figure se lit de bas en haut et selon le principe suivant. Exemple : "Chimie-Flux Eau + CO₂" conditionne la vitesse et l'intensité de la karstification qui va elle-même s'exprimer dans l'organisation morphologique du système.

gravité. Elle est, d'ailleurs, à l'origine de la plupart des karsts dits "classiques". Il existe d'autres sources énergétiques, comme l'énergie thermique (karst hydrothermal ; L. Jackus, 1977 ; B. Collignon, 1983), l'énergie chimique (mélange des eaux de minéralisation différente ; karst littoraux et de plateforme marine ; P. Dubois, 1993) (Tableau I.2). Mais leur influence est beaucoup moins générale.

L'action de ce moteur entraîne également, d'un point de vue thermodynamique, une diminution d'entropie (A. Mangin, 1978). La prise en compte de la thermodynamique dans l'approche systémique est particulièrement intéressante, car elle permet d'intégrer les concepts de flux d'énergie et de matière, ainsi que d'ordre ou de désordre. La thermodynamique classique envisage deux types de fonctionnement du système :

- les systèmes isolés qui n'échangent ni énergie ni matière avec leur environnement ;
- les systèmes fermés qui échangent de l'énergie mais pas de matière avec leur environnement.

La notion d'entropie traduit, pour sa part, le degré de désordre d'un système. Or un système comme le karst tend au contraire à s'organiser et à présenter une décroissance d'entropie. Si on se réfère à la thermodynamique des processus irréversibles, conçue pour ce type de système, le karst fonctionnel se définit comme un système ouvert⁽¹⁾ échangeant énergie et matière avec l'extérieur. Cette définition sous-tend qu'un système n'existe qu'en présence d'une karstification active. Dans cette approche dynamique du système karstique, la notion de karstification intègre une nouvelle dimension, puisqu'elle est le processus amenant le système à son état stationnaire (d'un point de vue entropique) lequel marque le terme de l'évolution du karst (A. Mangin, 1982).

La moindre variation des paramètres intervenant dans la karstification se répercute inévitablement sur la dynamique du karst et déclenche une restructuration du système karstique. Dans l'étude des évolutions du système karstique (*infra*), seront abordées la nature des variations et leurs répercussions. Auparavant, il est nécessaire de définir les différents facteurs et leurs

⁽¹⁾ Les notions de "fermé" et "d'ouvert" doivent être prises ici au sens thermodynamique et non au sens descriptif du karst (fractures ouvertes, densité des vides).

interactions influençant la karstification.

3.2.2. Les facteurs intervenant dans la karstification

La réalisation d'un système karstique (jusqu'à son état stationnaire) va dépendre essentiellement de deux acteurs : l'eau et l'anhydride carbonique. L'eau intervient comme agent d'érosion, soit directement en tant qu'agent mécanique, soit indirectement comme solvant en se combinant avec l'anhydride carbonique. Ces deux composants agissent également sur la vitesse de la karstification, ainsi que sur son intensité. Leur opérativité initiale est en grande partie soumise aux conditions climatiques et écologiques qui déterminent les apports en H_2O et en CO_2 . Il faut également prendre en compte les facteurs régissant la circulation des eaux et la cinétique des réactions chimiques.

Bien que cela paraisse évident, les écoulements ne peuvent agir en tant qu'agent d'érosion qu'à partir du moment où ils ont pu s'établir. Dans le cas d'un karst classique (ou gravifique), les modalités de leur mise en place sont sous l'étroite dépendance de trois variables en totale interaction : le flux $H_2O(1)+CO_2(1)$, le gradient hydraulique⁽¹⁾ et le contexte géologique. Les rôles respectifs de ces trois variables sont les suivants :

-1- La présence d'eau et d'anhydride carbonique est, quelle que soit leur quantité, indispensable à la réalisation de la structure du drainage karstique. En effet les roches carbonatées sont généralement peu perméables (quelques millidarcys) ; la fissuration acquise durant les déformations tectoniques ou la diagenèse est responsable de la perméabilité secondaire qui reste malgré tout faible (quelques darcys) (L. Kiraly, 1969 ; A. Burger, 1983). Ce n'est qu'avec le déclenchement de la karstification et la création des vides par dissolution que la perméabilité devient importante (100 à 1000 darcys) (A. Mangin, 1985).

-2- Le gradient hydraulique qui correspond à la différence altimétrique entre la surface d'infiltration et le point d'émergence des eaux, conditionne l'énergie gravitaire.

L'association de ces deux premières variables, qui sont dépendantes des conditions existant aux limites du système, constitue le "potentiel de karstification". De ce fait, ce potentiel englobe l'ensemble des conditions bioclimatiques, géomorphologiques, et morphostructurales qui président à la réalisation d'un karst.

-3- La variable d'état qu'est le contexte géologique traduit la nature (porosité, teneur en insolubles...) et la géométrie (fissuration, niveaux de moindre perméabilité...) du milieu carbonaté dans lequel s'agence le karst. Si ces paramètres guident partiellement la

structuration du drainage, il sont surtout synonymes, vis-à-vis des écoulements, de "résistance" (dissipation d'énergie, perte de charge). Comme le résume Ph. Martin (1991, p. 39), "le milieu carbonaté est donc plus ou moins résistant aux circulations qui transformeront progressivement les discontinuités en un réseau de drainage performant aboutissant à de grosses sources qui définissent le niveau de base karstique...".

Ce niveau de base⁽²⁾ qui constitue la borne inférieure du gradient hydraulique, peut être influencé par deux types de facteurs :

-a- Le premier, d'ordre géomorphologique, est tributaire des conditions externes au karst. Cette borne est susceptible de fluctuer en fonction de l'évolution du réseau de drainage aérien (de premier ordre) qui est lui-même dépendant du niveau de base fluvial général représenté par le niveau marin. Ces fluctuations en fonction des conditions extérieures influencent le moteur de l'écoulement (et donc celui de la karstification) et peuvent donc entraîner une fermeture ou un isolement du système (d'un point de vue thermodynamique). Elles provoquent une restructuration du drainage karstique. Dans le cas de karsts littoraux, les variations eustatiques ont une influence directe et immédiate sur le fonctionnement du système karstique. Plus le karst étudié est éloigné du niveau de base marin, plus sont différées dans le temps les incidences des oscillations eustatiques. Cette remarque est primordiale lorsqu'on entreprend une étude karstogénique comparative : les mêmes causes n'auront pas forcément les mêmes effets au même moment. D'autre part, il est important d'avoir conscience que plus un karst est éloigné du niveau de base marin, plus il sera sensible aux phénomènes locaux (par exemple, remontée du niveau de base suite à un barrage travertineux). Enfin, il faut également tenir compte des réajustements hydro-graphiques consécutifs aux mouvements tectoniques ; ces réajustements se répercutant sur la position du niveau de base karstique.

-b- Le second facteur, d'ordre géologique, intègre des conditions "internes" et relativement stables. Par exemple, l'existence d'un niveau étanche à la base du système va conditionner l'organisation du drainage ainsi que la position de l'exutoire karstique. La présence d'un tel niveau peut, dans certaines conditions, être un facteur de stabilité des sources karstiques ; cette stabilité spatio-temporelle peut être à l'origine du caractère développé du drainage et être favorable à une plus "rapide" acquisition de l'état stationnaire. Dans le cas où, à cause de ce niveau étanche, le système reste suspendu au-dessus de l'axe de drainage superficiel, ce système est "perché" et aura une dynamique propre. Il est alors intéressant d'un point de vue géomorphologique de se pencher sur le "système de raccordement" compris entre l'exutoire karstique et le talweg du cours d'eau.

(1) Le flux d' H_2O+CO_2 et le gradient hydraulique correspond à deux variables de flux et le contexte géologique à une variable d'état.

(2) Cette "définition" du niveau de base karstique reposant sur l'hydrosystème karstique diffère de celle proposée par R. Maire (1991, p. 315).

Comme le fait remarquer A. Mangin (1982), ces trois variables (flux H_2O+CO_2 , gradient hydraulique et contexte géologique) s'accordent parfaitement aux lois phénoménologiques de la thermodynamique. En effet, le fonctionnement d'un système karstique peut être ramené à un flux d'entropie conditionné par un paramètre d'état en présence de forces actives. Or, et cela est fondamental dans la compréhension de l'évolution karstique, en fonction de l'état de réalisation du système karstique, ces trois variables ne revêtent pas les mêmes valeurs, voire ne vont plus intervenir.

Pour un système en cours de réalisation, le paramètre d'état est le contexte géologique, la valeur de flux est celle des circulations et des processus chimiques, et les forces en présence correspondent au potentiel de karstification.

Pour un système ayant atteint son état stationnaire, le paramètre d'état devient la morphologie du système (distribution des vides), la valeur de flux correspond au débit des écoulements, et la force responsable s'apparente au gradient hydraulique.

Cette perception thermodynamique du système karstique permet donc de souligner que ces variables interviennent à divers niveaux et avec des fonctions différentes selon le degré d'évolution du karst (elle-même dépendante de la variable temps). Cette perception permet également de faire ressortir les dangers d'une vision réductionniste de ces variables et la nécessité d'aborder le karst par l'approche systémique. Il convient, dès lors, de saisir les interactions pouvant se développer entre ces variables. Les principales d'entre-elles sont celles existant entre :

- karstification et circulation des eaux ;
- écoulements et moteur de la karstification ;
- facteurs chimiques et potentiel de karstification ;
- facteurs chimiques et circulations des eaux ;
- facteurs géologiques et potentiel de karstification.

Les trois premières ayant déjà été évoquées, nous nous intéresserons ici essentiellement aux deux suivantes.

3.2.3. Interaction entre les facteurs chimiques et la circulation des eaux

L'interaction entre ces deux paramètres qui a été particulièrement étudiée par M. Bakalowicz (1977, 1979, 1992), est directe. En effet, la cinétique des réactions chimiques est directement fonction du temps de contact entre l'eau et la roche ; temps de contact qui est dépendant du temps de séjour de l'eau dans le karst, lui-même fonction de la vitesse de transfert des écoulements à l'intérieur du système et donc du mode de circulation.

Nous avons précédemment souligné l'existence de deux modes extrêmes de circulation dans la zone d'infiltration : l'infiltration lente empruntant la porosité et les microfissures et l'infiltration rapide utilisant les discontinuités majeures (A. Mangin, 1975 ; M. Bakalowicz, 1979). Le premier type d'infiltration, dont la

vitesse est depuis la surface de quelques mètres par mois, est en grande partie responsable de la dissolution superficielle. Ces eaux, à l'équilibre vis-à-vis des carbonates dans la tranche supérieure du karst, ne peuvent être responsables d'une dissolution en profondeur. Par contre, elles jouent un rôle fondamental dans la migration du CO_2 , depuis les horizons pédologiques vers l'endokarst. Le second type d'infiltration (rapide) se met tout d'abord en équilibre avec le CO_2 de l'atmosphère souterraine et, à partir d'une certaine profondeur commence à dissoudre la roche encaissante. Si ces écoulements sont rapides, ils peuvent rester sous-saturés jusqu'à la zone noyée.

Selon la prépondérance de l'un ou l'autre type d'infiltration, la karstification prédomine en surface ou en profondeur. Cette répartition gouverne la "configuration" du système karstique (A. Mangin, 1982).

Cette interaction entre la vitesse des écoulements et la cinétique des réactions chimiques est fondamentale dans l'appréhension morphogénique du karst. En effet, au fur et à mesure de son évolution, on relève une amélioration de la structure de drainage, une augmentation des vitesses de transit des écoulements (ou une prédominance de l'infiltration rapide) et, de ce fait, un déplacement vers la profondeur des conditions de dissolution qui est de plus en plus conditionnée par la pression de CO_2 atmosphérique de l'endokarst. Comme le souligne Ph. Martin (1991, p. 286), ce transfert de la dissolution permet de mieux appréhender "cette impression d'immunité karstique" si souvent constatée (mais peu expliquée) par les géomorphologues. Cette "immunité" du modèle exokarstique apparaît dans cette conception dynamique du karst comme une conséquence logique du fonctionnement d'un système karstique.

3.2.4. Interaction entre le facteur géologique et le potentiel de karstification

Cette interaction joue au niveau de la structure et de la configuration du système karstique. Avant d'aborder les effets de cette interaction sur le fonctionnement, la structure et l'évolution du karst, il nous paraît important de relativiser la relation entre les vides karstiques et la fissuration. En effet, le paramètre d'état qu'est la fissuration durant la réalisation d'un karst, bien qu'essentiel dans la mise en place d'une structure de drainage (positionnement des axes), ne commande aucunement cette dernière (A. Mangin, 1978). La structure de drainage est fondamentalement imposée, en présence d'un potentiel de karstification, par la position du niveau de base et la résistance du milieu. Dans le même ordre d'idée, Ph. Martin (1991, p. 39) souligne qu'il n'y a pas forcément adéquation entre la position du niveau de base karstique et la limite inférieure absolue de la karstification. Cette dernière est essentiellement commandée par l'interaction entre la "résistance du milieu" (paramètre géologique) et le "potentiel de

karstification". Lorsque le potentiel de karstification est fort (important gradient hydraulique et flux soutenu de H_2O+CO_2) et la résistance du milieu faible (forte fracturation, homogénéité du substrat...), le profil général de la structure de drainage se rapproche, sinon d'une droite du moins, d'un tracé légèrement concave. Dans le cas inverse (potentiel de karstification modeste, forte résistance du milieu), les circulations ont tendance à plonger nettement sous le niveau de base karstique pour atteindre parfois de grandes profondeurs. Dans ce dernier cas, la limite de la karstification s'est déplacée sous le niveau de base karstique qui fonctionne en "source de type vauclusien".

Cette partie sur le fonctionnement du système karstique avait surtout pour objet de mettre en évidence la diversité des paramètres intervenant dans la réalisation d'un karst et la multiplicité de leurs interactions dont les effets diffèrent durant l'évolution du système.

3.3. Les principaux types d'évolution du système karstique

Il ne s'agit pas ici de traiter tous les cas de figure en fonction des variations de chacun des paramètres et interactions intervenant dans le fonctionnement karstique, mais de saisir les grands types d'évolution selon les deux grandes variables du potentiel de karstification : le flux H_2O+CO_2 et le gradient hydraulique.

Il est tout d'abord important d'avoir conscience que dès l'apparition d'un potentiel de karstification, aussi infime soit-il, débute la réalisation d'un système karstique. En fonction de ce potentiel, le système va se développer jusqu'à atteindre le terme de son évolution, c'est-à-dire une structure totalement adaptée aux écoulements et ne nécessitant plus, de ce fait, l'intervention de l'érosion (état stationnaire d'un point de vue entropique). Cette évolution jusqu'au stade stationnaire sera plus ou moins rapide en fonction du gradient hydraulique et de la fourniture en eau et en anhydride carbonique. Les travaux effectués sur le système karstique du Baget par A. Mangin (1975) et M. Bakalowicz (1979), qui se situe en région de moyenne montagne tempérée (Pyrénées ariégeoises), ont montré que la réalisation d'un système karstique (jusqu'à son stade quasi-stationnaire) peut être très rapide à l'échelle géologique ; dans le cas du karst montagnard forestier du Baget, la durée a été estimée de l'ordre de 10 000 à 15 000 ans. Il apparaît donc fondamental de prendre en compte conscience dans notre domaine d'étude de cette "rapidité" d'évolution du système karstique, notamment lorsqu'on intègre celui-ci dans les reconstitutions morphogéniques, quelles qu'elles soient (d'un massif calcaire, d'une formation travertineuse...).

Il faut également avoir conscience que toute rapide qu'elle soit, cette évolution sous-tend qu'il n'y ait aucune

variation des différents paramètres intervenant de manière directe ou indirecte dans la karstification, et plus spécialement du potentiel de karstification. Dès qu'il y a une variation d'un des composants du potentiel de karstification, le fonctionnement du système se modifie quel que soit le degré d'évolution du système. Que le système ait atteint l'équilibre ou non, une nouvelle structure de drainage se constitue entraînant l'abandon de l'ancienne. Cette dernière, non fonctionnelle, devient un paléokarst. Il est, dès lors, instructif d'analyser le devenir de ce système : l'évolution ou l'involution du paléokarst, ses relations potentielles avec la nouvelle structure de drainage... Nous reviendrons, dans le Chap. 1 de la deuxième partie sur le concept de "brisure de temps" tel qu'il a été défini par I. Prigogine (1996) et qui nous paraît parfaitement adapté à l'approche karstogénique comme à l'approche morphogénique.

D'un point de vue thermodynamique, le système karstique fonctionnel étant, rappelons-le, un système ouvert, il peut passer soit à un "système isolé", soit à un "système fermé".

Le système karstique devient un "système isolé" notamment lorsqu'il y a abaissement du niveau de base. Les anciens drains de la zone noyée appartiennent dès lors à la zone d'infiltration. Ces paléo-drains sont alors soumis aux processus mécaniques (détente mécanique, effondrements) ou chimiques (concrétionnement). Lorsque le système est binaire, les sédiments essentiellement détritiques pris initialement en charge par les écoulements allochtones puis souterrains, vont contribuer au colmatage (sans granoclassement) des paléodraines. Cette séquence transitoire (colmatage) peut être conclue par les processus précédemment évoqués (effondrement et concrétionnement). C'est pourquoi il est essentiel, lorsqu'on étudie les remplissages endokarstiques, de travailler sur des séquences permettant d'aborder, non seulement, le fonctionnement du système mais aussi le passage à une structure paléokarstique. A l'échelle du massif karstique, la présence d'un étagement de réseaux spéléologiques peut résulter d'une succession d'abaissements du niveau de base (mais pas tous les étagements). Seule une étude bien menée de la morphologie des réseaux spéléologiques et des remplissages karstiques peut permettre d'associer cet étagement à des abaissements du niveau de base et de s'interroger sur les causes de ces abaissements.

Enfin, il faut avoir conscience qu'en dehors des karsts très récents (se développant à partir des atolls) et ceux n'ayant connu qu'une seule phase de karstification (brusque assèchement climatique, recouvrement du karst par une couverture géologique ou déritique imperméable...), tous les karsts sont polyphasés.

Le système karstique devient "fermé" lorsqu'il y a une remontée du niveau de base. Dans la partie inférieure du karst, on assiste à un ennoyage de l'aquifère karstique. La

charge hydraulique étant devenue faible, l'organisation antérieure du drainage n'est plus fonctionnelle et une nappe d'imbibition se met en place malgré la présence de conduits (ex de Floride, V.T. Stringfield, 1966, et de Cuba, A. Mangin, 1980).

4. CONCLUSIONS

A partir des trois niveaux d'appréhension du système karstique que sont la structure, le fonctionnement et l'évolution, les principaux paramètres et interactions intervenant dans la réalisation d'un karst ont pu être abordés. En résumé, on peut présenter le système karstique de la manière suivante ;

- la karstification, liée essentiellement au flux H_2O+CO_2 , conditionne le fonctionnement du système ;

- l'organisation du drainage karstique, responsable de la distribution des vides et du modelé karstique, fait intervenir les notions de résistance du milieu (contexte géologique), de valeur de flux (écoulements et réactions chimiques) et de forces actives (charge hydraulique et potentiel de karstification). Cette organisation du drainage conditionne le modelé karstique ainsi que la configuration du système ;

- l'aspect énergétique est déterminé, d'une part, par les conditions existant aux limites du système (définissant, entre-autres, le gradient hydraulique), et, d'autre part, par les potentiels en eau et en anhydride carbonique. On retrouve ici l'ensemble des conditions géomorphologiques, climatiques et écologiques qui président à la réalisation du karst.

C'est en fonction de cette conception du système karstique que notre recherche a été menée. C'est pourquoi il nous est apparu important de bien définir les différents concepts utilisés dans cette approche systémique du karst, ainsi que le sens des différents termes employés dans ce travail. Cette approche systémique doit être ici considérée comme une méthode de travail nous ayant permis d'aborder les différentes facettes du karst.

Ayant ramené le système karstique à l'échelle de l'unité de drainage qui apparaît spatialement judicieuse et temporellement "stable", se pose le problème de savoir comment travailler de manière cohérente sur l'ensemble d'un massif ? Les massifs karstiques sur lesquels nous avons mené notre recherche, ont la particularité d'être spatialement bien délimités : les assises carbonatées susceptibles d'être karstifiées sont limitées en profondeur par une (ou des) semelle(s) "imperméable(s)" affleurant essentiellement sur le pourtour du massif. Dans le cas du Vercors, l'essentiel des affleurements carbonatés correspond aux assises sénoniennes et barrémobédouliennes (faciès urgonien) ; ces dernières reposant sur le substrat marneux hauterivien. Dans le cas des Cordillères bétiques occidentales, les sierras étudiées correspondent à de vastes structures charriées reposant soit sur le Trias argilo-gypseux, soit sur des flyschs argileux, voire sur des

terrains métamorphiques (nappes malaguides et alpujarrides de la Serranía de Ronda). L'existence de cette "semelle imperméable" présente un double avantage : elle permet, d'une part, de bien délimiter l'aire karstique (à l'échelle du massif) ; et elle permet, d'autre part, de contrôler l'essentiel des flux (eau, matière exportée...) aux sorties du massif karstique, ce qui est plus difficile dans le cas, par exemple, d'un karst littoral. Dans ces conditions (espace bien délimité, contrôle des flux), nous pouvons considérer le massif karstique comme un "polysystème karstique" (ou "ensemble") composé de systèmes karstiques contigus et/ou emboîtés, chacun de ces systèmes étant en interdépendance hydrodynamique plus ou moins soutenue avec son voisin. Dans ce cas, la connaissance optimale d'un massif karstique devrait passer par l'étude structurale, fonctionnelle et évolutive de chacun des systèmes karstiques le constituant et de leurs interactions. Dans le cadre de notre recherche, nous n'avons pas cherché à atteindre ce degré d'exhaustivité, l'hétérogénéité des informations existantes sur les différents systèmes étant trop grande. L'impossibilité de cette approche exhaustive nous a contraint à mener l'étude du massif karstique selon une "système sélective". Pour chacun des massifs étudiés, nous avons pris en compte plusieurs "systèmes" permettant de couvrir l'ensemble des modelés (structures), fonctionnements et évolutions du karst. Pour reprendre un terme proposé par G. Rovera (1990, p. 18), ces systèmes sélectionnés constituent les "basosystèmes" à partir desquels on peut appréhender le "polysystème" (ou massif karstique). Dans le cadre de notre travail, le choix des "basosystèmes" s'est effectué selon trois types de critères : le premier est que les systèmes sélectionnés se développent dans un même contexte géologique (afin de pouvoir les comparer) ; le second est que ces systèmes se situent à différents niveaux altitudinaux (ou étages bio-climatiques) ; le troisième est qu'ils aient une relation entre eux, par exemple dépendre d'un même axe de drainage. C'est à partir du croisement de ces trois critères que nous avons retenu les "basosystèmes". La détermination des "basosystèmes" repose donc sur une bonne connaissance du massif. Lorsqu'un massif a été déjà bien étudié, comme le Vercors, le choix de ces systèmes de référence est relativement aisé. Par contre, lorsqu'une région a été l'objet de peu d'études karstologiques, comme les Cordillères bétiques occidentales, il est nécessaire d'acquérir au préalable cette connaissance. Pour atteindre cet objectif, une part importante de ce travail a été consacrée à l'acquisition de connaissances sur le karst des Serranías de Ronda (structures, fonctionnements et évolutions des systèmes), cela explique la disproportion marquée entre la place réservée au Vercors et aux Serranías de Ronda.

Il reste désormais à définir les différents outils que nous avons utilisés pour mener à bien notre recherche, notamment pour appréhender la structure du karst, son fonctionnement actuel et son évolution, selon une approche systémique.

LIVRE I

DEUXIÈME PARTIE

—

LE CADRE MÉTHODOLOGIQUE DE NOTRE RECHERCHE : POUR UNE MEILLEURE APPRÉHENSION DES RELATIONS ENTRE KARSTOGÉNÈSE ET MORPHOGÉNÈSE

DEUXIÈME PARTIE

LE CADRE MÉTHODOLOGIQUE DE NOTRE RECHERCHE : POUR UNE MEILLEURE APPRÉHENSION DES RELATIONS ENTRE KARSTOGÉNÈSE ET MORPHOGÉNÈSE

INTRODUCTION

CHAPITRE I. L'APPROCHE THÉORIQUE ET MÉTHODOLOGIQUE DE LA DYNAMIQUE KARSTIQUE

1. A LA RECHERCHE DU BON PARADIGME POUR ABORDER LA DISSOLUTION

- 1.1. Les différents acteurs en présence
- 1.2. Le paradigme climatique
- 1.3. Le paradigme de la dissolution superficielle
- 1.4. La mise en place du paradigme systémique
- 1.5. Le paradigme actuel des systèmes dynamiques instables

2. L'APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE PROPOSÉE

- 2.1. De la méthode souhaitée à la méthode retenue
- 2.2. Une approche qualitative des apports d'H₂O et de CO₂ à l'entrée du système
- 2.3. L'évaluation de la dissolution spécifique

3. CONCLUSIONS

CHAPITRE II. PROCÉDURE DESCRIPTIVE ET ANALYTIQUE DES DOMAINES ÉTUDIÉS

1. LE CADRE GÉOLOGIQUE, PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET PALÉOCLIMATIQUE : LE CHOIX DES DONNÉES AYANT UNE VALEUR KARSTOGÉNIQUE

- 1.1. Le contexte géologique
- 1.2. Les événements paléogéographiques
- 1.3. Les variations paléoenvironnementales
- 1.4. Conclusions

2. APPORTS DES MORPHOLOGIES SUPERFICIELLES DANS LA COMPRÉHENSION KARSTOGÉNIQUE

- 2.1. Les apports et influences du modelé glaciaire
- 2.2. Les apports et significations d'une surface d'aplanissement
- 2.3. Conclusions

3. SIGNIFICATIONS ET APPORTS DES PRINCIPALES FORMES ET FORMATIONS KARSTIQUES

- 3.1. Les poljés
 - 3.1.1. Crise tectonique
 - 3.1.2. Crise climatique
 - 3.1.3. Crise géomorphologique
 - 3.1.4. Conclusions
- 3.2. Les cavités recoupées

3.3. Les travertins

3.3.1. Les facteurs physico-chimiques

3.3.2. Les facteurs hydrogéologiques, hydrochimiques et environnementaux s.l.

3.3.3. Les conditions optimales à la travertinisation

4. CONCLUSIONS

CHAPITRE III. LES APPORTS DE L'ENDOKARST DANS L'APPROCHE MORPHOGÉNIQUE

1. LES APPORTS DES FORMES ENDOKARSTIQUES

1.1. Les galeries creusées dans la zone noyée

1.2. Les galeries creusées dans la zone non saturée du karst

1.2.1. Les galeries exclusivement creusées dans la zone non saturée

1.2.2. Évolution des paléodraines dans la zone non saturée du karst

2. LES APPORTS DES FORMATIONS ENDOKARSTIQUES

2.1. Les sédiments détritiques

2.1.1. Les sédiments clastiques

2.1.2. Les sédiments alluviaux

2.1.2.1. En fonction de l'origine du matériel alluvial

2.1.2.2. En fonction de leur mise en place

2.1.2.3. En fonction de leur taille et de leur forme

2.1.3. Conclusions

2.2. Les sédiments chimiques

2.2.1. Rappel sur les conditions de formation des spéléothèmes

2.2.1.1. Les facteurs externes

2.2.1.2. Les facteurs internes

2.2.1.3. Conclusions

2.2.2. Les informations spéléogéniques et karstogéniques des spéléothèmes : approche méthodologique

2.2.2.1. Les informations issues de l'observation

2.2.2.2. Les informations issues des analyses

2.2.2.3. Conclusions

2.3. Conclusions sur les apports des formations endokarstiques

2.3.1. Le sédiment et le cadre géologique

2.3.2. Le sédiment et la structure de drainage

2.3.3. Le sédiment, l'âge et l'environnement morphospéléologique

3. CONCLUSIONS SUR LES APPORTS DE L'ENDOKARST

INTRODUCTION

La définition du cadre théorique du karst au travers de l'approche systémique nous a permis, d'une part, de déterminer l'ensemble des paramètres intervenant dans l'agencement et le fonctionnement du karst, et, d'autre part, d'aborder la multiplicité des interactions entre ces paramètres et leurs parts dans la configuration et l'évolution d'un système karstique. Ce cadre théorique a été le cadre de référence pour l'analyse des différents systèmes appartenant aux massifs étudiés, d'où l'importance que nous avons voulu porter à sa définition.

Deux modes d'approches méthodologiques ont été utilisés pour appréhender respectivement les fonctionnements actuels et passés du karst.

1 - Dans la compréhension du fonctionnement actuel⁽¹⁾, nous avons considéré :

- le cadre morpho-structural qui permet de fixer le milieu encaissant (lithologie, porosité, fissuration, teneurs en insolubles), le gradient hydraulique et la nature du niveau de base karstique (hydrographique, lithologique) ;

- les données environnementales (climatologique, écologique) qui permet de définir qualitativement et autant que possible quantitativement les flux H_2O+CO_2 à l'entrée du système ;

- l'intensité et les particularités de la karstification au travers de l'étude hydrochimique à la sortie du système ;

- les marqueurs exokarstiques (lapiés, poljés, travertins...) et endokarstiques (dépôts détritiques, concrétionnement...) qui apportent des informations complémentaires sur le degré d'évolution de la structure, le fonctionnement et l'évolution récente du système karstique (notamment en fonction des différents types et degrés d'occupation humaine).

2 - Dans la définition du fonctionnement des paléo-systèmes karstiques, nous avons essentiellement pris en considération l'endokarst, notamment les réseaux spéléologiques et les remplissages souterrains :

- les réseaux spéléologiques sont, ici, considérés comme l'expression morphologique des anciennes structures de drainage. La première étape consiste alors à distinguer les différentes générations de structures endokarstiques, puis, dans un second temps, à déterminer, pour chacune d'entre-elles, la paléo-position du niveau de base, l'importance du gradient hydraulique et le fonctionnement hydrologique (unaire ou binaire) ;

- les remplissages contenus dans les conduits souterrains sont également riches d'informations. Lorsque leur synchronisme avec une structure de drainage a été défini, ils permettent d'aborder le contexte environnemental (biostasie, rhéxistasie,...) et la valeur qualitative des flux H_2O+CO_2 ;

- nous avons également pris en compte les modelés (poljés, gorges, reculées...) et formations exokarstiques (travertins, altérites...) et leur distribution spatiale dans l'appréhension des fonctionnements anciens du karst.

Un des principaux objectifs de ce travail étant de démontrer le caractère performant du karst dans les reconstitutions morphogéniques, paléoclimatiques et paléogéographiques, nous avons travaillé plus particulièrement sur les paléofonctionnements du karst grâce aux données endokarstiques. C'est pourquoi les aspects méthodologiques concernant l'endokarst (Chap. 3. Les apports de l'endokarst) sont abordés de manière plus détaillée.

L'ensemble des approches méthodologiques présentées dans cette partie a, enfin, pour objet de mieux saisir les relations entre la morphogénèse et la karstogénèse; la morphogénèse fonctionnant comme support et vecteur de la karstogénèse, alors que la karstogénèse apparaît être un excellent révélateur de la morphogénèse.

(1) Par actuel, nous entendons le système holocène et encore fonctionnel.

CHAPITRE I

APPROCHE THÉORIQUE ET MÉTHODOLOGIQUE DE LA DYNAMIQUE KARSTIQUE

L'approche systémique du karst a permis de dégager le caractère dynamique que sous-tend le concept de karstification (*supra* : Partie I). Ce concept met, en effet, en jeu les trois principales phases qui interviennent directement dans l'agencement et l'évolution du karst : la phase solide (CaCO_3), la phase liquide (H_2O) et la phase gazeuse (CO_2). Dans ce chapitre, sont essentiellement développés les paramètres et réactions responsables de la mise en solution des carbonates à l'intérieur de la masse calcaire alors que les processus entraînant la précipitation des carbonates (mettant en jeu les mêmes phases) seront traités dans les chapitres suivants (les formations travertineuses : Chap. II ; les spéléothèmes : Chap. III).

À l'intérieur de ce chapitre, il nous paraît important, dans un premier temps, de définir non seulement les processus conditionnant la dissolution mais aussi les différentes perceptions de ces processus. En effet, ces dernières ont nourri les divers paradigmes qui ont traversé la karstologie, et ont conduit aux différentes manières de traiter le karst et d'aborder la dissolution à l'intérieur de la masse calcaire.

Dans un second temps, nous présentons l'approche méthodologique que nous avons utilisée dans le cadre de nos recherches afin d'évaluer la dissolution spécifique et d'appréhender la dynamique karstique actuelle.

1. À LA RECHERCHE DU BON PARADIGME POUR ABORDER LA DISSOLUTION

1.1. Les différents acteurs en présence

Les formes exo et endokarstiques sur lesquelles nous travaillons et à partir desquelles nous déduisons des informations paléoenvironnementales, sont toutes liées à une exportation de matière. Cette exportation est principalement liée à la mise en solution des carbonates par les circulations d'eau chargées en CO_2 . La phase solide étant considéré ici comme un paramètre d'état, ce sont essentiellement les apports, les flux et les relations d' H_2O et de CO_2 qui permettent d'aborder la dynamique karstique actuelle.

Les apports d'eau dans le karst proviennent essentiellement des précipitations. En dehors de leur distribution saisonnière, ces apports sont sous l'étroit contrôle des conditions climatiques (évaporation, rétention nivale...), biologiques (évapotranspiration, rétention végétale...) et pédologiques (effet régulateur de

l'infiltration...). À côté de ces apports diffus au niveau de l'impluvium, il faut prendre en compte lorsqu'ils existent, les cours d'eau allogènes se perdant dans le karst et dont les caractères hydrochimiques diffèrent des eaux ayant transité par le réseau de fissuration. Pour rappel, on peut dissocier deux modes de flux à l'intérieur de la masse karstique : d'une part les infiltrations lentes qui empruntent la porosité de la roche et les diaclases de faible dimension ; et, d'autre part, les infiltrations rapides qui transitent par les discontinuités litho-structurales et les vides ayant été élargis par la dissolution ; à ces deux modes, il faut ajouter, dans le cas d'un système binaire, les écoulements rapides et concentrés.

La source essentielle de CO_2 présent dans le karst est d'origine pédologique. Dans le cadre des massifs étudiés, nous pouvons exclure l'apport de CO_2 lié à une attaque acide des carbonates (provoquée par des minéraux sulfureux comme la pyrite, la galène...). Par contre, en ce qui concerne les massifs bétiques, notamment la Serranía de Ronda où on relève des phénomènes hydrothermaux, il faudra s'interroger sur la part du CO_2 endogène dans la dissolution des carbonates.

La production de CO_2 pédologique est dépendante de l'activité biologique, elle-même sous contrôle d'une multiplicité de facteurs d'ordre écologique (type de végétation, rythme biologique...), climatique (température, humidité, variations saisonnières pouvant être à l'origine des excès d'humidité dans le sol,...) et pédologique (aération, présence de minéraux argileux...). Nous ne développerons pas ici la part respective de ces différents facteurs dans la production de CO_2 , de nombreux travaux traitant bien cette question (G. Bachelier, 1968 ; P. Pesson et *al.*, 1971 ; F.D. Miokte 1974 ; M. Bakalowicz, 1979). Relevons simplement que les sols des régions carbonatées présentent en général des conditions favorables à une production importante de CO_2 (M. Bakalowicz, 1979). Leur faible épaisseur permet un drainage correct ; la part importante de minéraux non argileux favorise une bonne aération, favorable aux échanges gazeux ; le pH proche de la neutralité (du fait de la présence de carbonates) favorise l'activité biologique ; et, enfin, l'abondance du calcium conduit à une relative dispersion de la matière organique à l'intérieur du sol.

Le CO_2 produit au niveau de la couverture biopédologique connaît deux modes d'exportation : soit sous forme gazeuse vers l'atmosphère, soit sous forme dissoute vers le karst sous-jacent. Si on se réfère aux estimations qui ont été réalisées, l'essentiel du CO_2 biogénique est restitué à l'atmosphère (90 à 95 %) (G. Bachelier, 1968). Malgré sa faible part rejoignant le karst (5 à 10 %), le CO_2 biogénique constitue la source prépondérante du CO_2 présent dans le karst ; prédominance qui va influencer de manière directe ou différée sur la dissolution.

Cette relation entre le CO_2 biogénique et la dissolution, mise en avant par de nombreux travaux, a eu une

incidence particulièrement intéressante d'un point de vue épistémologique. Elle a été le moteur de deux paradigmes qui ont fortement influencé la karstologie des années 1960 au début des années 1980 :

- l'un privilégiant le rôle du climat dans la karstification ;
- l'autre rapportant l'essentiel de la dissolution dans la tranche supérieure du karst.

1.2. Le paradigme climatique

Le premier paradigme doit son origine à une double relation de cause à effet issue de deux familles de travaux :

- la première ayant mis en avant le contrôle direct (température, humidité...) et/ou indirect (couverture biopédologique) du climat (la cause) sur la production de CO₂ biogénique (l'effet);

- la seconde ayant mis en évidence une étroite corrélation entre la production du CO₂ biogénique (la cause) et la minéralisation des eaux aux exutoires (l'effet).

Cette double relation (climat → production de CO₂ pédologique → minéralisation des eaux) a conduit à une typologie climatique des karsts et a engendré trois axes de recherche qui se recouvrent partiellement :

- le premier s'est intéressé à la reconnaissance de morphologies karstiques caractéristiques de chacun des grands domaines climatiques (le karst tropical, le karst méditerranéen, le karst tempéré, le karst subpolaire et les karsts d'altitude (!) ; H. Lehman, 1954 ; J. Corbel, 1957 ; J. Corbel et R. Muxart, 1970 ; J. Nicod, 1972 ; M. Pulina, 1974) ;

- le second s'est consacré à l'élaboration d'une classification des morphologies karstiques à partir d'éléments climatiques dominant : le glacio-karst, le nivo-karst, le pluvio-karst... (H. Shøeller, 1950 ; R. Maire, 1978 ; J.J. Delannoy, 1981...) ;

- le troisième avait pour objet d'appréhender le rôle des différents paramètres climatiques (température, types de précipitations...) ou sous contrôle climatique (différentes types de couverture bio-pédologique...) dans la karstification (V.N. Dubljanski, 1963 ; C. Ek, 1964 ; R. Delbrouck, 1969 ; L. Jakucz, 1971 ; R. Muxart et T. Scouzkoy, 1969, 1970 ; T. Muxart, 1977).

L'essence essentiellement géographique de ces recherches s'explique bien dans le sens où elles étaient conditionnées par le paradigme alors dominant qu'était la géomorphologie climatique ; paradigme qui était, de plus, alimenté par ces recherches.

1.3. Le paradigme de la dissolution superficielle

Le second paradigme qui a marqué la karstologie dans les années 1960-1970 (prédominance de la dissolution superficielle) doit son origine, quant à lui, à la mise en évidence d'une minéralisation différentielle des eaux à

l'intérieur de la masse karstique (D. Aubert, 1967 ; J. Tralkill, 1968 ; A.F. Pitty, 1972 ; R.S. Harmon et *al.*, 1973). Les eaux situées dans la tranche supérieure du karst présentent, en effet, une forte minéralisation et sont le plus souvent sursaturées en carbonates alors que les eaux issues de la zone noyée (ou à leur exutoire) sont en général moins minéralisées et sous-saturées. Nombre de chercheurs s'accordent alors pour localiser l'essentiel de la dissolution dans la tranche supérieure du karst à proximité de la principale source de CO₂. Il est d'ailleurs intéressant de relever que l'expression retenue dans les années 50-70 pour traduire la dissolution spécifique était énoncée en épaisseur de roche dissoute (mm/millénaire) plutôt qu'en volume de matière dissoute.

Cette conception de la karstogénèse a rapidement soulevé l'existence paradoxale, dans ce cas, des vides de la structure profonde de l'endokarst. Avec le recul, il est curieux de souligner, malgré ce paradoxe, la relative constance de ce paradigme. Il a été le moteur de deux axes de recherche :

- le premier avait (a) pour objectif de mesurer la répartition de la dissolution depuis la surface jusqu'à la zone noyée. Plusieurs méthodes ont été mises au point comme la mesure micrométrique des dalles calcaires, la technique des plaquettes calcaires, la collecte des eaux parcourant les réseaux spéléologiques (C. EK, 1973 ; J. Nicod, 1973 ; T. Muxart, 1978 ; R. Maire 1976 ; I. Gams, 1981 ; J.J. Delannoy, 1981 ; J. Mazet, 1983 ; G. Rovera, 1990). Les réserves que l'on peut formuler vis-à-vis de ces différentes approches, sont, d'une part, la représentativité des éléments mesurés par rapport au fonctionnement global du système dont l'essentiel n'est pas visible, et, d'autre part, le passage de la mesure ponctuelle à une globalisation spatiale de la dissolution. Nous nous permettons de formuler ces réserves étant donné que nous avons utilisé ces méthodes durant de nombreuses années (1979-1989) ;

- le second axe de recherche issu de ce paradoxe a eu pour objectif de déterminer le ou les mécanisme(s) susceptible(s) d'entraîner une reprise de dissolution en profondeur. Sans les développer, les différentes théories suivantes ont été proposées :

- l'oxydation de la matière organique acheminée par les eaux d'infiltration (A.D. Howard, 1964 ; T.C. Atkinson, 1977 ; J. James, 1981) ou des sulfures présents dans la roche encaissante (A.D. Howard, 1964 ; Ph. Renault, 1967) ;

- une reprise de la dissolution liée au refroidissement des eaux au cours de leur descente (Ph. Renault, 1964 ; J. Traillkill, 1968) ;

- une corrosion provoquée par le mélange d'eau d'origine différente, notamment au niveau de la zone noyée (A. Bögli, 1964) ;

- le facteur "temps" qui compense par la durée la faible capacité corrosive des eaux profondes, notamment dans la zone noyée où séjournent les eaux souterraines.

Si ces différentes théories permettent d'expliquer

localement, et dans des conditions spécifiques, des reprises de dissolution profonde (existence de sulfures, apports d'eau salée, karst barré...), elles ne peuvent, comme le souligne M. Bakalowicz (1979), être transposables à l'ensemble des systèmes karstiques contenant des vides endokarstiques.

1.4. La mise en place du paradigme systémique

La karstification mettant en jeu les réactions entre H_2O-CO_2 et les carbonates, c'est au niveau des flux d' H_2O et de CO_2 à l'intérieur du karst et de la vitesse des réactions entre les trois phases qu'il faut rechercher la cinétique de la dissolution et, entre-autres, le moteur de la dissolution profonde.

Si on dispose aujourd'hui de modèles permettant d'aborder de manière relativement satisfaisante les modalités des flux d' H_2O à travers la masse karstique (A. Mangin 1975, 1980, 1982 ; Ph. Martin, 1991), il est plus délicat d'appréhender les flux et modes de diffusion de CO_2 depuis l'impluvium jusqu'à l'exutoire. Trois méthodes permettent de quantifier le CO_2 souterrain : la mesure directe du CO_2 contenu dans l'atmosphère des vides souterrains, la détermination du CO_2 dissous dans les eaux d'infiltration, et le calcul de la pCO_2 équilibrante⁽¹⁾ des eaux souterraines (H. Roques, 1967 ; Ph. Renault, 1968, 1972 ; M. Fleyfel, 1979 ; M. Bakalowicz, 1979 ; J. Choppy, 1983 ; Ph. Martin, 1991). De l'ensemble de ces travaux, ressortent deux traits majeurs : une distribution hétérogène du CO_2 à l'intérieur du karst et l'existence de fortes variations de pCO_2 ($0,05 \cdot 10^{-2}$ à $2 \cdot 10^{-2}$ atm.).

Cette double hétérogénéité est rapportée à deux causes : la présence ou non d'eau infiltration et la ventilation des conduits souterrains. On relève, en effet, les faits suivants :

- une étroite relation entre " pCO_2 élevée et infiltration".

Dans les secteurs où l'eau est totalement absente, les pCO_2 relevées dans la roche sont faibles ($0,05 \cdot 10^{-2}$ à $0,7 \cdot 10^{-2}$ atm.) alors que dans les vides parcourus par des infiltrations les pCO_2 mesurées sont relativement élevées ($0,4 \cdot 10^{-2}$ à $1 \cdot 10^{-2}$ atm.) (M. Pleyfel et M. Bakalowicz, 1980) ;

- une bonne corrélation entre les variations de la pCO_2 équilibrante et le débit des infiltrations. Par contre paradoxalement, ces variations se corrélaient parfois mal aux périodes de production du CO_2 biogénique ;

- un enrichissement des eaux en CO_2 dans la partie inférieure du karst si on se réfère à la pCO_2 équilibrante relativement élevée des eaux à leur sortie du système ($0,4$ à $2 \cdot 10^{-2}$ atm. pour le système du Baget ; $1,5 \cdot 10^{-2}$ atm. pour la Provence (M. Bakalowicz, 1979 ; Ph. Martin, 1991).

De ces différents points, il ressort clairement que la zone vadose se comporte comme un réservoir de CO_2 qui amortit les variations saisonnières de production du CO_2 biogénique. Il apparaît également que lorsque les vides souterrains sont en rapport direct avec l'extérieur (cas des réseaux spéléologiques ouverts sur l'extérieur), la ventilation ramène la pCO_2 de ces conduits à celle de l'atmosphère extérieure (J. Choppy, 1982, 1983).

Cette fonction de réservoir est à relier aux apports de CO_2 d'origine biogénique par les eaux d'infiltration. Cet apport s'avère dépendant du mode d'infiltration.

Les eaux d'infiltration lente qui se caractérisent par des teneurs moyennes en CO_2 sont responsables de la dissolution superficielle (temps de contact élevé entre les 3 phases). Du fait de leur rapide saturation en carbonates, elles interviennent peu dans la dissolution profonde du karst.

Il n'en est pas de même pour les eaux d'infiltration rapide. Du fait des vitesses différentielles de mise en solution du CO_2 (rapide) et des carbonates (lente), ces eaux apparaissent dans la zone vadose (qu'elles traversent rapidement) sursaturées en CO_2 dissous par rapport à la pCO_2 interne et sous-saturées en carbonates par rapport au CO_2 qu'elles véhiculent. Comme le souligne parfaitement Ph. Martin dans sa thèse (1991), un double mouvement se met en place. D'une part, ces eaux vont perdre du CO_2 jusqu'à qu'elles soient en équilibre avec la pCO_2 interne : cette évaporation entraîne un enrichissement de la pCO_2 interne. D'autre part, ces eaux acquièrent des carbonates jusqu'à ce qu'elles soient en équilibre avec la quantité de CO_2 dissous et participent, de ce fait, à la dissolution des carbonates dans la zone profonde du karst.

La dissolution profonde s'avère donc directement liée à la vitesse d'infiltration des eaux qui est, elle-même, directement dépendante du degré d'évolution de la structure de drainage karstique. Dans des systèmes évolués de drainage, les eaux d'infiltration rapide restent généralement sous-saturées jusqu'à la zone noyée ; dans ces conditions, l'infiltration rapide déplace en profondeur les conditions de dissolution nécessaire à la structuration du drainage de la zone noyée (mise en place des drains). Cette structuration va être conditionnée, à la fois, par le contexte litho-structural (distribution des points faibles) et par les paramètres géomorphologiques favorisant l'émergence des eaux karstiques (niveau de base hydrographique...). L'évolution de la structure de drainage dans la zone noyée et plus spécifiquement au niveau des drains apparaît également étroitement liée à la vitesse de transit des écoulements qui détermine le temps de contact entre la solution et la roche encaissante ; si la vitesse⁽²⁾ de

(1) Le temps nécessaire à la réalisation de l'équilibre entre CO_2 et H_2O étant relativement court (la dissolution du CO_2 demandant quelques minutes à quelques heures maximum), on suppose que les phases gazeuse et liquide sont à l'équilibre vis-à-vis de la pCO_2 de l'atmosphère endokarstique ; cette pression partielle déduite à partir du CO_2 dissous est appelée pCO_2 équilibrante.

(2) Cette vitesse est dépendante des apports de la zone d'infiltration et des capacités d'évacuation de l'exutoire.

renouvellement des eaux permet une évacuation optimale des matières dissoutes, l'élargissement des drains se fera rapidement. Une boucle de rétroaction négative peut alors s'installer : la trop grande vitesse de transit des eaux dans la zone noyée réduit le temps de contact entre les 3 phases et, par incidence, la dissolution.

1.5. Le paradigme actuel des systèmes dynamiques instables

La prise en compte de la dynamique des écoulements endokarstiques et de la cinétique chimique⁽¹⁾ pour une compréhension de la distribution de la dissolution et, donc, de la karstogénèse nous paraît être une bonne illustration de la manière dont le karst peut être abordé de manière systémique.

Nous ne reviendrons pas sur le concept de système appliqué au karst qui a été déjà abordé dans la première partie de ce Livre, mais rappelons simplement qu'il sous-tend trois notions indissociables : celles de structure, de fonctionnement et d'évolution. On retrouve ces trois notions dans la distribution de la dissolution (organisation du drainage karstique : la structure), dans les différents modes d'écoulement (moteur de la karstification aux différents niveaux du karst et qui rendent compte du fonctionnement du système⁽²⁾), et dans l'importance des apports en H₂O et en CO₂ (énergie chimique qui va conditionner la vitesse de structuration et, donc, d'évolution du système).

La démarche systémique est d'autant plus intéressante qu'elle s'intègre à la "physique des processus de non-équilibre" qui a conduit, notamment, à l'émergence du concept de "système dynamique instable" (I. Prigogine, 1945, 1996 ; I. Prigogine et I. Stengers, 1988 ; P. Glansdorff et I. Prigogine, 1971). Associé à l'idée de chaos, ce concept présente un grand intérêt pour notre discipline puisqu'il force à nous interroger, entre-autres, sur la notion de temps. Ce concept nous apparaît, par ailleurs, fondamental car il contient les idées-forces suivantes (Figure I.3) :

- l'idée d'auto-organisation, déjà développée dans la première partie, exprime les capacités d'adaptation du système par rapport aux modifications extérieures et intérieures au système ;

- l'idée d'interdépendance des processus karstiques par rapport aux paramètres intervenant aux limites extérieures du système, et vis-à-vis d'éléments internes ; ces derniers

résultant de processus étant intervenus à un moment antérieur "t" (du millier d'années à la seconde) ;

- l'idée de "brisure de la symétrie du temps" sous-tend qu'à l'intérieur d'un système donné, le passé et le futur jouent des rôles différents⁽³⁾ qu'il n'a pas lieu d'opposer, car ils répondent à des logiques dynamiques différentes. Cette idée de "brisure" remet en cause, d'autre part, la notion de prédiction et lui préfère celle de probabilités.

Ces idées d'auto-organisation, d'interdépendance et de "brisure" temporelle sont contenues dans la dynamique karstique. Pour exemple, la création de chaque forme karstique élémentaire (élément) qui résulte de la dissolution des carbonates par un flux d'H₂O-CO₂, est directement fonction des événements hydrologiques et chimiques subis par ce flux en amont de cet élément (interdépendance). La création-même de cet élément puis son évolution vont alors modifier les caractères physico-chimiques du flux et prédéterminer en partie l'évolution de l'aval (auto-organisation) ; évolution aval qui va, elle-même, commander l'évolution des éléments situés en amont (boucle de rétroaction dynamique). C'est, notamment, le cas de l'amélioration de la structure de drainage karstique qui va se traduire par une augmentation des vitesses de transit de l'eau et par un déplacement des conditions de dissolution. Cette "délocalisation", comme la dénomme Ph. Martin (1991), est, entre-autres, à l'origine de cette impression d'immuabilité⁽⁴⁾ du modelé exokarstique, notamment dans les régions ayant subi un aplanissement karstique⁽⁵⁾. Dans ce cas, les fonctionnements passé (prédominance de la dissolution superficielle) et actuel (prédominance de la dissolution profonde) répondent à des logiques d'évolution différentes qu'on ne peut ni comparer ni inscrire dans un *continuum* temporel. Il y a eu, à un moment donné (brisure), un événement majeur qui a déclenché une nouvelle dynamique, structure et logique d'auto-organisation ; cet événement qui peut être d'ordre tectonique, climatique, géomorphologique ou autre, joue à un moment donné et de manière déterminante sur le potentiel de karstification (gradient hydraulique, H₂O, CO₂). Il apparaît, dès lors, fondamental de s'interroger sur ces "brisures" dans le déroulement temporel qui vont entraîner l'abandon total ou partiel de l'ancienne structure de drainage et la mise en place d'une nouvelle organisation du drainage. Dans le cas qui nous intéresse ici, l'appréhension de la dynamique karstique oblige à nous questionner sur l'événement majeur qui a entraîné la structuration du système actuel.

(1) Par cinétique chimique, on entend ici les mises à l'équilibre entre les différentes phases qui dépendent, à la fois, de la vitesse des réactions et du temps de contact entre H₂O, CO₂ et Ca CO₃.

(2) L'eau a une double fonction d'information : une fonction de créateur d'information en dissolvant les carbonates durant son trajet et une fonction de vecteur d'informations en entraînant avec elle des particules en solution et en suspension.

(3) Ce qui s'oppose au temps réversible (le pendule) et au processus continu d'évolution.

(4) Dans la littérature géomorphologique, on trouve souvent le terme "d'immunité" karstique. Nous rejoignons ici Ph. Martin (1991) pour qui cette terminologie ne paraît pas adaptée au karst. "Il n'y a pas d'immunité puisqu'il y a exportation permanente de matière et qui n'est surtout pas karstique puisque les mécanismes de karstification sont fonctionnels, mais certes plus en surface".

(5) L'aplanissement karstique répond à une autre logique : la prédominance des infiltrations lentes (due, par exemple à une structure de drainage peu développée) favorise le travail de la dissolution dans la tranche superficielle du karst.

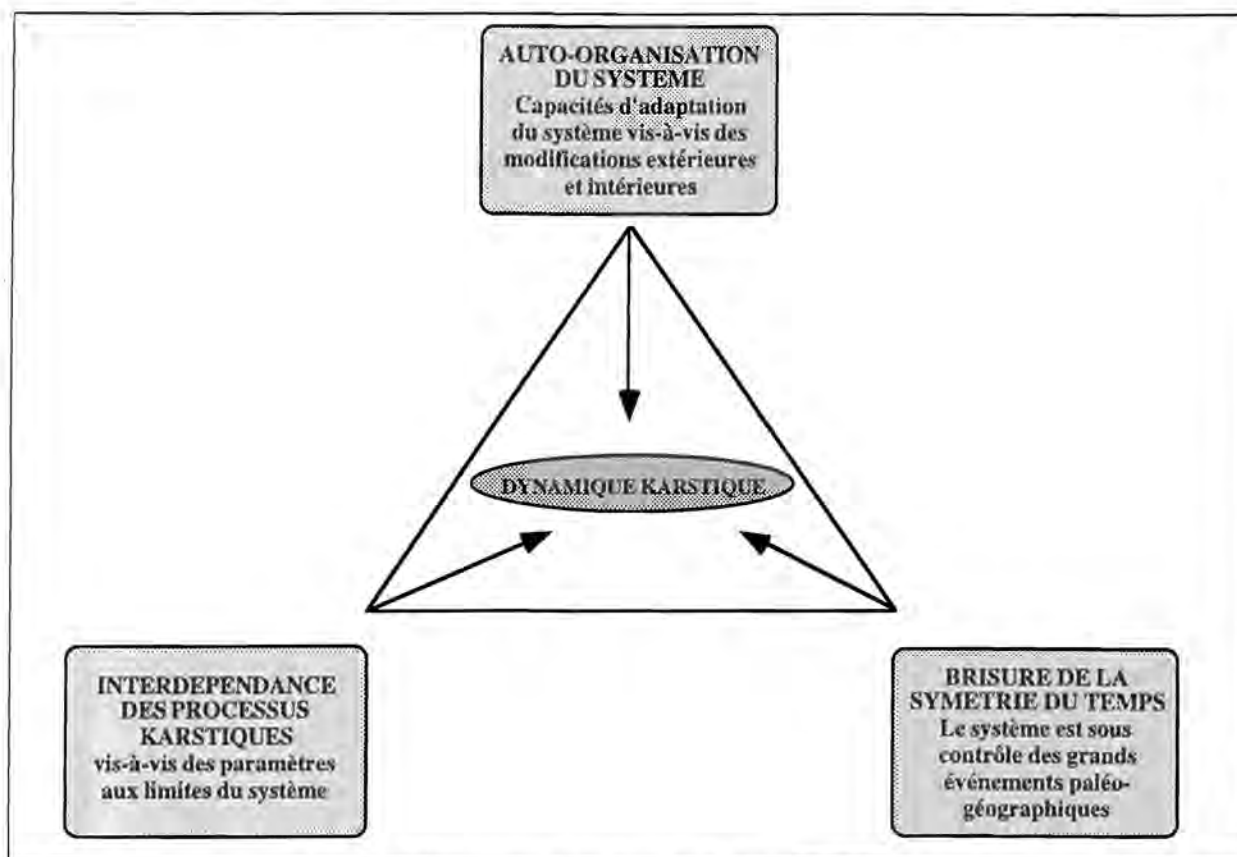


Figure I.3 - Conception théorique de la dynamique karstique

Il nous paraissait important de présenter cette mise au point sur la dissolution en fonction des différents paradigmes qui ont traversé et qui influent aujourd'hui la karstologie afin d'éviter de croiser et/ou juxtaposer des approches méthodologiques reposant sur des perceptions et approches différentes de la karstogénèse. Cette mise au point est, donc, avant tout d'ordre méthodologique. Elle permet également de dégager les différents processus qui participent directement ou indirectement à la dissolution et à la distribution de celle-ci à l'intérieur de la masse karstique et, donc, de définir les paramètres essentiels pour saisir la dynamique karstique actuelle dans une perspective systémique.

2. L'APPROCHE METHODOLOGIQUE PROPOSEE

2.1. De la méthode souhaitée à la méthode retenue

En fonction de ce qui a été avancé précédemment, l'appréhension de la dynamique globale d'un système karstique repose essentiellement sur les informations contenues dans l'eau au niveau de l'exutoire. Deux variables paraissent particulièrement intéressantes : la

$p\text{CO}_2$ équilibrante et le $\Delta\text{pH}^{(1)}$. La première rend compte de l'importance du CO_2 présent dans le karst. La seconde nous renseigne sur la qualité de transfert des écoulements (plus ou moins rapide) ainsi que sur l'état physico-chimique de la solution (M. Bakalowicz, 1979 ; Ph. Martin, 1991 et 1995). L'idéal étant de croiser ces informations avec celles (état de développement du système, importance de la zone noyée...) issues des données hydrométriques (débit moyen, débit maximum, volume transité...).

Effectuer le suivi des variations saisonnières des flux d' H_2O et de CO_2 ayant transité par le karst ainsi que de la minéralisation des eaux nécessite des mesures, sinon en continu, au moins régulières et d'ordre quotidien. Dans le cas de notre terrain d'étude et du fait de l'orientation donnée à ce travail, il n'était guère envisageable de mener à bien un tel protocole. C'est pourquoi nous avons préféré axer notre recherche sur la dynamique karstique actuelle, d'une part, sur les apports d' H_2O et de CO_2 à l'entrée du système karstique et, d'autre part, sur les carbonates évacués par le système à son exutoire.

(1) Le ΔpH correspond à l'écart entre le pH dit à l'équilibre et le pH mesuré. Cet écart permet de définir la position de la solution par rapport à l'équilibre du système $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$. Lorsque cet écart est inférieur à 0, elle est sursaturée. En fait, le ΔpH permet de rendre compte des échanges ayant eu lieu entre l'eau et les vides souterrains à $p\text{CO}_2$ hétérogènes.

2.2. Une approche qualitative des apports d'H₂O et de CO₂ à l'entrée du système

Si nous avons émis quelques réserves quant aux classifications climatiques⁽¹⁾, le rôle du climat dans la karstogénèse nous paraît essentiel. Il a, en effet, une influence directe :

- sur la quantité et la répartition saisonnière des eaux susceptibles de transiter dans le karst (zone épikarstique comprise) ;
- sur la production de CO₂ biogénique pouvant être entraîné par les eaux d'infiltration ;
- sur la distribution saisonnière du potentiel érosif. Celui-ci sera élevé lorsqu'il y a adéquation entre périodes de production de CO₂ biogénique et précipitations ; et il sera faible lorsqu'il y a rémission de ces deux variables (par exemple, faible activité biologique et rétention nivaie hivernale) ou lorsqu'elles ne sont pas en phase.

Sur les massifs étudiés, nous avons relevé l'ensemble des paramètres climatiques favorables à une dissolution potentielle des carbonates.

Nous avons également considéré le principal lieu de production de CO₂ : la couverture bio-pédologique. Ce paramètre qualitatif nous paraît d'autant plus important que les recherches actuellement menées sur les formations carbonatées (travertins et spéléothèmes) démontrent que le système H₂O-CO₂-Ca CO₃ est extrêmement sensible aux modifications environnementales, qu'elles soient d'origine naturelle (variations bio-climatiques) ou anthropique (défrichement, activités forestières, enrichissement...) (J. Vaudour, 1986 ; J.J. Delannoy et *al.*, 1994 ; Y. Perrette, 1996).

Une double approche a été appliquée sur les secteurs étudiés. La première a pour objectif de définir la part et les caractéristiques de la couverture bio-pédologique (série végétale, production d'humus, conditions édaphiques...) sur l'impluvium des systèmes karstiques étudiés. Cela dans le but de saisir, à partir de systèmes ayant des caractéristiques hydrogéologiques similaires (degrés d'évolution comparables, conditions bio-climatiques du même ordre...), les relations pouvant exister entre ces paramètres écologiques et la minéralisation des eaux. L'objet de la seconde approche est de relever, à partir d'archives et d'iconographies, les modifications environnementales durant les derniers siècles afin de pouvoir mieux interpréter les changements observés dans la dynamique des formations carbonatées (tufs, spéléothèmes). Pouvant ici écarter une évolution de la structure de drainage (pas de temps très court), une relation entre conditions environnementales-dissolution-précipitation des carbonates peut être ainsi dégagée. La

mise en évidence de cette relation est fondamentale pour l'interprétation des anciennes formations carbonatées (pléistocènes voire tertiaires) dans une perspective environnementale (*infra* : Chap. II et III).

2.3. L'évaluation de la dissolution spécifique

Plusieurs méthodes permettent d'estimer expérimentalement la dissolution spécifique. Les approches les plus courantes reposent sur :

- des mesures physico-chimiques sur les eaux situées à différents niveaux de la structure de drainage karstique (zone épikarstique, réseaux spéléologiques, entrée de la zone noyée et exutoires) ;
- des bilans de départ de matière carbonatée à partir de mesures micrométriques sur des surfaces-témoins ou à partir de plaquettes calcaires installées dans différents contextes environnementaux (étalement de la végétation, différents types de sols...) ;
- l'évaluation de la quantité de matières dissoutes évacuées par le système karstique à son exutoire.

Nous avons, dans un premier temps, essayé de mener de front ces trois méthodes. Nous avons renoncé aux deux premières pour les raisons suivantes :

- du fait, de la forte hétérogénéité du karst, la retranscription des mesures physico-chimiques réalisées ponctuellement apparaît trop problématique ;
- on a rencontré le même type de problème avec les plaquettes calcaires pour lesquelles s'ajoute en outre un effet d'échelle considérable : comment opérer le passage des résultats obtenus au niveau de la plaquette de quelques centimètres de diamètre à l'échelle de l'impluvium lorsqu'on désire appréhender la dissolution spécifique superficielle ? La méthode des plaquettes calcaires est, par contre, performante pour comparer l'influence du contexte bio-pédologique sur la dissolution superficielle (mais en restant à ce niveau d'échelle) (J. Mazet, 1983 ; G. Rovera, 1990 ; J.J. Delannoy et G. Rovera, 1996).

Devant ces difficultés, nous avons préféré déterminer la dissolution spécifique à partir de la quantité de matières dissoutes évacuées par le système karstique, tout en ayant conscience que cette méthode ne nous permet pas d'aborder la distribution spatiale de la dissolution et ne tient pas compte des précipitations carbonatées⁽²⁾ à l'intérieur du système, alors qu'elles sont l'expression partielle d'une dissolution sus-jacente effective.

Plusieurs formules permettent d'aborder la dissolution spécifique (J. Corbel, 1966 ; I. Gams, 1966 ; R.B. Bekinsale, 1977 ; D.I. Smith et T.C. Atkinson, 1976 ; T. Muxart et P. Birot, 1977 ; S. Lang, 1977 ; M. Bakalowicz,

⁽¹⁾ Ces réserves sont liées au fait que ces classifications ne rendent pas compte de la dynamique interne du karst et au fait qu'elles privilégient trop la variable climatique vis-à-vis des autres paramètres dans la karstification.

⁽²⁾ Ce problème n'est pas propre au karst puisqu'on le retrouve au niveau du système fluvial avec les alluvions piégés dans les dépressions. Cela pose le problème du transit sédimentaire différencié à l'intérieur des systèmes morpho-dynamiques qui a été jusqu'ici peu étudié.

1979, 1992 ; B. Hakim, 1982, 1984...). Celle que nous avons retenu dans ce travail est la suivante⁽¹⁾:

$$Ds = 0,126/N.q.TAC_m$$

Ds est exprimée en $m^3/km^2/an$

N est la fraction du bassin d'alimentation général (bassin d'alimentation karstique + bassin versant dans le cas d'un système binaire)

q est le débit spécifique de l'exutoire en $l/s/km^2$

TAC_m est la moyenne arithmétique journalière de la dureté totale (ou Titre Alcalimétrique Complet).

Comme pour toute autre formule, cette approche de la dissolution spécifique nécessite les précautions élémentaires suivantes :

- définir le plus précisément possible la surface du bassin d'alimentation karstique à laquelle est rapporté le volume de carbonates exporté. Si cette détermination a été relativement aisée dans le Vercors, elle a posé plus de problème dans la transversale de Ronda où, en l'absence de traçage, il était délicat sur la seule base de la géologie de définir les limites des différents bassins d'alimentation. Lorsque cela s'est présenté, nous avons jugé plus pertinent de sommer les volumes exportés au niveau des différents exutoires karstiques étudiés et de les rapporter à l'étendue totale de la *sierra*.

- déterminer le plus précisément possible le débit des exutoires. Cela suppose de disposer de courbes de tarage pour les exutoires munis d'un limnigraphe ou d'une échelle limnimétrique et, sur les autres exutoires, d'effectuer des campagnes de jaugeage permettant de saisir les variations de débit sur un cycle hydrologique complet. Pour un certain nombre d'exutoires, nous avons pu procéder de la sorte durant plusieurs cycles hydrologiques (1981-1986 et 1990-1995 pour le Vercors et 1986-1990 pour les Cordillères bétiques). Pour les autres exutoires, nous avons estimé le débit spécifique à partir des données climatiques selon la formule suivante :

$$q = 0,0317 (P-ETR)$$

où 0,0317 est un coefficient permettant de transformer les hauteurs d'eau de mm/an en $l/s/km^2$; avec $ETR = P/\sqrt{(0,9+P^2/L^2)}$ où $L = 300+25t+0,05t^3$, t étant la température moyenne annuelle en °C (M. Bakalowicz, 1992).

- et, bien entendu, évaluer le plus exactement possible la teneur moyenne en carbonates dissous. Définir la TAC_m suppose de disposer d'un panel suffisant large de mesures prenant en compte les différentes situations hydrochimiques. La périodicité des mesures que nous avons réalisées, était d'ordre hebdomadaire. Dans le cas spécifique du système de Choranche, cette périodicité a été quotidienne.

Nous avons conscience qu'en l'absence de stations de mesures fonctionnant en continu, nous sommes souvent

passés à côté d'événements importants notamment des crues qui ont été, de plus, particulièrement importantes ces dernières années dans le Vercors et qui ont atteint un degré exceptionnel en 1995-96 en Andalousie.

Enfin, dans le cas spécifique des systèmes binaires, particulièrement fréquents en Andalousie, il est important, afin de ne pas surestimer la dissolution spécifique, de mesurer les carbonates dissous amenés par les eaux superficielles au niveau de leur perte et de déduire cette valeur de celle calculée à l'exutoire.

3. CONCLUSIONS

Au travers des différents paradigmes ayant influencé la karstologie, nous avons pu définir les différents paramètres intervenant dans la dissolution karstique. Celle-ci apparaît beaucoup plus complexe qu'une simple juxtaposition de relations causales. La quantification de sa distribution spatiale qui est fondamentale pour la compréhension de l'évolution des formes exo et endokarstiques, exige des mesures en continu (Q, minéralisation, pH, t°C...) et des analyses spécifiques (ΔpH , pCO_2 équilibrante...) que nous n'avons pu mener à bien car nous ne disposions pas de stations et de laboratoires adaptés et parce que l'ampleur de notre terrain d'étude ne nous permettait pas d'équiper plusieurs systèmes karstiques. Aujourd'hui, seul le site de Coufin (Choranche-Vercors) est adapté à cette approche fine de la dissolution karstique.

Ne pouvant jusqu'alors saisir la dynamique de la dissolution en fonction des paramètres intervenant aux limites du système et du degré d'évolution de la structure de drainage karstique, nos recherches sur la dynamique karstique ont été essentiellement axées sur la quantification de la dissolution spécifique et autour d'un double objectif :

- à partir de systèmes karstiques ayant un degré similaire d'évolution et un agencement comparable de la structure de drainage (absence de zone noyée, zone noyée importante...) (permettant ainsi de réduire les influences des paramètres internes), déterminer les impacts des modifications environnementales provoquées par les activités anthropiques ;

- comparer la vitesse de dissolution spécifique aux vitesses d'érosion des autres systèmes morphogéniques intervenant dans les massifs étudiés (système fluvial, système de versant...), afin de mieux appréhender l'action de ces systèmes dans les modifications du potentiel de karstification (plus particulièrement la réduction de l'impluvium karstique et les variations du niveau de base karstique).

Cette compréhension des principes commandant la dynamique karstique est, enfin, d'ordre méthodologique

(1) Se reporter à l'article de M. Bakalowicz (1992) pour l'établissement de cette formule.

puisqu'elle nous permet de mieux saisir l'agencement des morphologies exo et endokarstiques et surtout de pouvoir en extraire des informations paléoenvironnementales et paléogéographiques (*infra* : Chapitres II et III).

CHAPITRE II

PROCÉDURE DESCRIPTIVE ET ANALYTIQUE DES DOMAINES ÉTUDIÉS

Dans ce chapitre, sont abordées les procédures descriptives et analytiques permettant d'appréhender les grandes étapes de mise en place et d'évolution du domaine étudié. Il s'agit, donc, ici, de fixer le cadre d'évolution du massif à partir des informations contenues au niveau du contexte morpho-structural et du modelé superficiel. Ce cadre évolutif doit être ensuite confronté aux informations contenues dans l'endokarst (Chap. 3) qui, dans certains cas, permettent de caler plus précisément l'évolution géomorphologique du massif, voire de révéler des épisodes paléogéographiques, aujourd'hui, indétectables à partir des modelés de surface. Les enseignements issus des morphologies superficielles et endokarstiques sont abordés dans deux chapitres distincts pour la commodité de l'exposé. Il est bien entendu que, dans l'approche systémique, ces deux aspects morphologiques sont interdépendants et que la compréhension de l'un passe obligatoirement par celle de l'autre. Cette précision faite, nous nous intéresserons dans ce chapitre, tout d'abord, aux données géologiques, paléogéographiques et paléoclimatiques qui ont pu influencer (activement ou passivement) la karstogénèse, puis, aux informations karstogéniques contenues dans le modelé superficiel et les formations exokarstiques.

1. LE CADRE GÉOLOGIQUE, PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET PALÉOCLIMATIQUE : LE CHOIX DES DONNÉES AYANT VALEUR KARSTOGÉNIQUE

1.1. Le contexte géologique

Le contexte géologique régional joue, à différents niveaux, sur la mise en place et l'évolution d'un système karstique.

Il constitue, tout d'abord, le milieu encaissant qui, par ses caractères litho-structuraux (porosité, degré d'insolubles, fissuration...), influence la configuration du système de drainage karstique ainsi que la morphologie de conduits. Rappelons, ici, que la structure des vides karstiques se superpose à l'anisotropie des fissures préexistantes dont seulement certaines ont servi de guide à la dissolution lors de l'agencement de la structure de drainage (A. Mangin, 1986). De plus, étant donné la hiérarchisation du drainage karstique, la relation entre la fissuration et la structure des vides se modifie selon la zone du système (zone d'infiltration, zone de ruissellement, zone noyée) ; relation qui évolue, également, en fonction du degré d'évolution du système

karstique, notamment en fonction de la migration de la dissolution préférentielle au fur et à mesure du développement du système (cf. *supra* : Chapitre 1, 1.e.). Au niveau de l'épikarst, la hiérarchisation des vides étant peu marquée, cette zone est drainée par un grand nombre de fissures "fonctionnelles" où prédomine l'infiltration lente. Dans la zone d'infiltration, les vides correspondent aux fissures élargies par la dissolution dont la densité décroît avec la profondeur (hiérarchisation de plus en plus poussée du drainage) et qui se caractérisent par des vitesses d'infiltration relativement rapides, favorables à une dissolution profonde. Enfin, la zone noyée se caractérise par deux types de vides exploitant le réseau de fissuration : les drains transmissifs et les systèmes annexes capacitifs.

En dehors de la fissuration, il faut prendre en compte les accidents tectoniques majeurs qui influencent également la configuration de la structure de drainage karstique, soit en facilitant les circulations (axes de moindre résistance, exemple d'une faille drainante), soit en les contrariant (exemple d'une faille barrante). Il faut également considérer l'épaisseur des strates karstifiables, le pendage, et l'existence de niveaux de moindre perméabilité qui vont avoir une incidence directe sur l'organisation du drainage et sur la valeur du gradient hydraulique (Figure I.4).

La reconnaissance d'un niveau imperméable pouvant fonctionner en niveau de base karstique (selon le degré d'enfoncement du réseau hydrographique) est fondamentale dans l'appréhension de l'évolution potentielle du système karstique et plus particulièrement du degré d'évolution du système. Dans le cas d'un système karstique dépendant d'un niveau de base lithologique, celui-ci a plus de chance d'atteindre l'état stationnaire (d'un point de vue thermodynamique) qu'un système dépendant d'un niveau de base hydrographique soumis aux variations isostasiques et/ou eustatiques (tectonique ou autre). Les grottes de Choranche (Vercors, France, *infra* Livre II, II Partie, Chap. 2) constituent un bel exemple d'un système karstique ayant atteint un niveau d'évolution stationnaire, tout en n'ayant pas acquis une structure d'équilibre (*supra* : I Partie).

Il est, par ailleurs, important de relever, à partir de l'étude litho-stratigraphique, l'existence de terrains non perméables reposant sur les assises karstifiables. Même si ces terrains sont aujourd'hui absents du domaine étudié (suite à leur érosion), il est nécessaire d'en tenir compte pour aborder les paléo-fonctionnements karstiques (Figure I.5).

Bien que cela soit une évidence, la karstification (gravifique) ne peut se réaliser que lorsque les assises carbonatées possèdent une relation avec l'extérieur (tant en amont qu'à l'aval du système), c'est-à-dire lorsque la couverture non perméable a été, au moins partiellement, érodée. Il est, dès lors, intéressant de travailler sur les

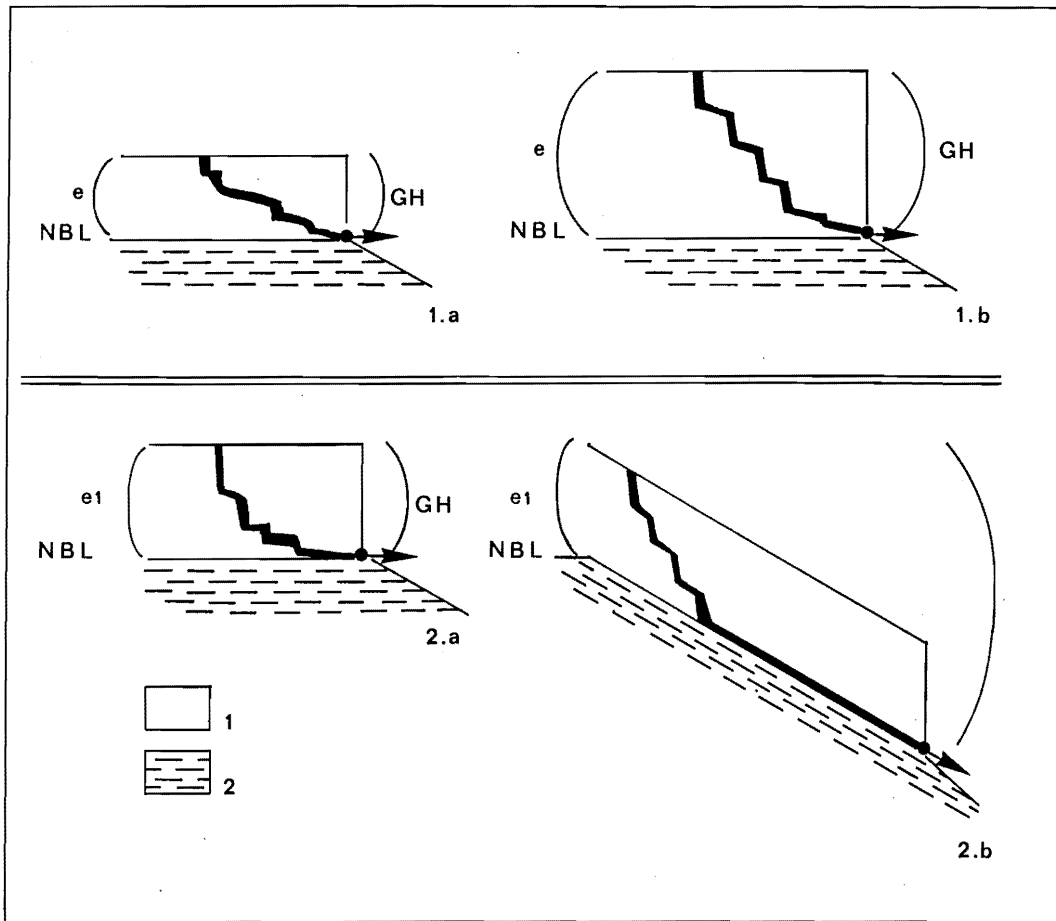


Figure I.4 - Exemples d'incidences du contexte litho-structural sur la puissance du gradient hydraulique

1. a/1. b. : en fonction de l'épaisseur des assises karstifiables.

1 : Calcaires ; 2 : Marnes ; N.B.L. : Niveau de base lithologique ; G.H. : Gradient hydraulique ; e : épaisseur des assises karstifiables

2. a/2. b. : en fonction du pendage.

1 : Calcaires ; 2 : Marnes ; N.B.L. : Niveau de base lithologique ; G.H. : Gradient hydraulique ; E1 : épaisseur identique des assises karstifiables.

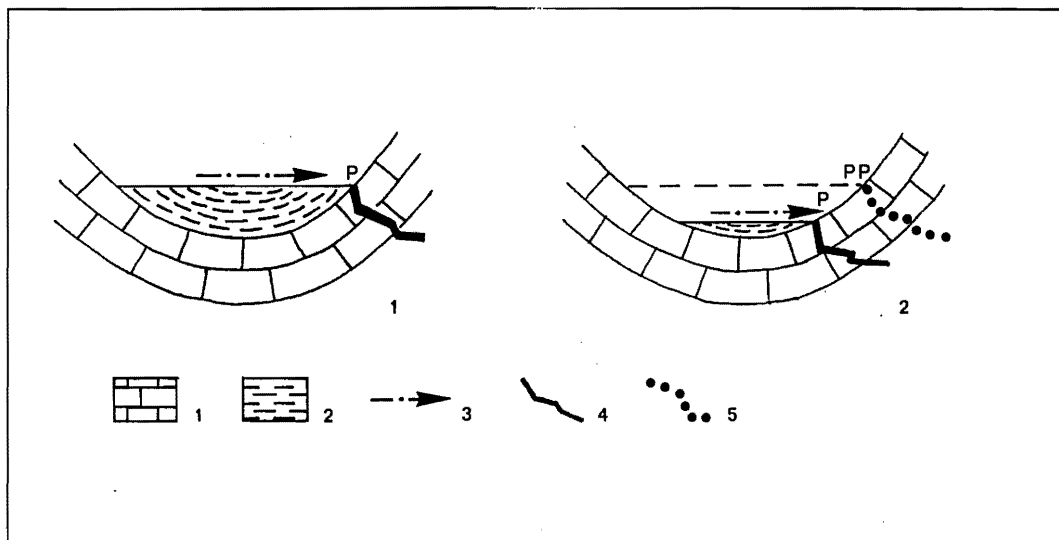


Figure I.5 - Exemples de l'incidence du dégagement d'une couverture lithologique partielle dans l'agencement d'un système karstique binaire s.l.

Étape 1 : Agencement d'un système binaire en liaison avec le niveau des assises imperméables dans le synclinal ;

Étape 2 : Abaissement du niveau imperméable dans le synclinal, migration du niveau des pertes et restructuration du drainage karstique.

1 : Calcaires ; 2 : Marnes ; 3 : Écoulement superficiel ; 4 : Réseau karstique ; 5 : Paléo-réseau karstique ; P : Perte ; P.P. : Paléo-perte.

dépôts corrélatifs de l'érosion de la couverture géologique, et plus particulièrement sur l'apparition d'éléments carbonatés dans ces formations qui témoignent de la mise à affleurement des assises karstifiables (Figure I.6).

Les couvertures non perméables peuvent et ont pu jouer un rôle important dans la karstification en conférant au système (ou paléosystème) un fonctionnement binaire. C'est fréquemment le cas dans les structures synclinales ou les fossés d'effondrement où la couverture imperméable subsiste plus longtemps.

Lorsqu'on est en présence de terrains peu perméables discordants ayant recouvert partiellement les assises karstifiables, il est fondamental de définir jusqu'à quel niveau cette discordance a été effective afin de mieux saisir l'organisation et l'évolution des paléosystèmes karstiques (fonctionnement binaire possible, détermination du niveau de base...). Il est également important de caler chronostratigraphiquement la discordance et de s'interroger sur ses incidences vis-à-vis des structures de drainage karstique antérieures (évolution vers un système fermé).

Les mêmes attentions sont nécessaires pour les terrains imperméables en contact anormal (faille, chevauchement...) avec les assises carbonatées : elles peuvent entraîner un fonctionnement binaire du karst et déterminer le niveau de base karstique (Figure I.7).

1.2. Les événements paléogéographiques

Dès lors qu'on s'interroge sur les différentes phases de karstification, il est nécessaire de déterminer les différents épisodes paléogéographiques du domaine étudié afin d'examiner leurs incidences potentielles sur le moteur et la structuration des paléosystèmes karstiques.

Les principaux événements à considérer sont ceux qui ont entraîné une modification du niveau de base et, par incidence, du gradient hydraulique. Ces événements sont essentiellement d'ordre tectonique et eustatique (Figure I.8).

Lors des phases tectoniques majeures ayant provoqué le soulèvement d'ensemble ou différencié (basculement) du domaine karstique, le réseau hydrographique s'est approfondi et a entraîné un abaissement du niveau de base karstique et, donc, un accroissement du gradient hydraulique (isolement de l'ancienne structure de drainage et mise en place d'un nouveau système). Lors d'un important basculement, on peut également observer une modification du drainage superficiel et/ou souterrain. Si, au contraire, les mouvements ont occasionné un abaissement relatif du domaine karstique, on relève une rémission de l'enfoncement du réseau hydrographique et une stabilisation, voire une remontée, du niveau de base karstique (évolution vers un système fermé).

Bien que les causes soient d'un autre ordre, on note un comportement et une évolution similaires du karst vis-à-vis des oscillations eustatiques : transgression et

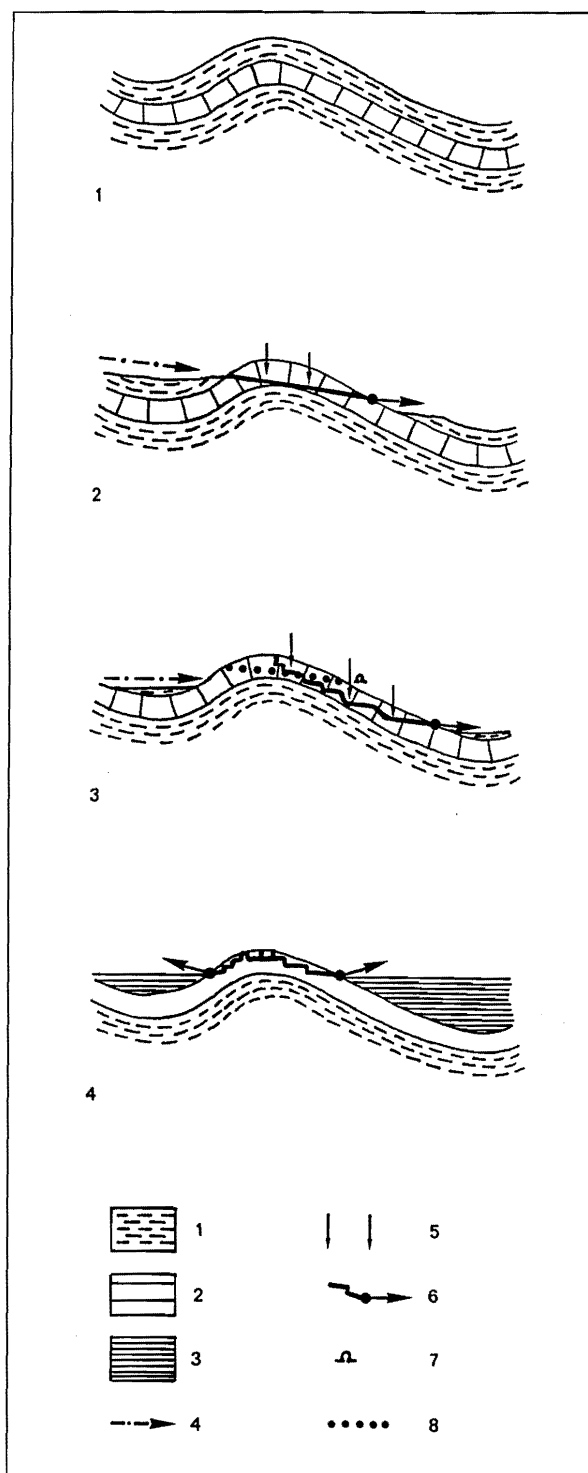


Figure I.6 - Exemples de l'incidence du dégagement d'une couverture lithologique imperméable dans la structuration d'un système karstique

Étape 1 : Assise "karstifiable" totalement recouverte par la couverture géologique imperméable : absence de tous phénomènes karstiques ;

Étape 2 : Dégagement partiel de la couverture : mise en place d'un réseau d'infiltration et d'une structure binaire ;

Étape 3 : Poursuite du dégagement de la couverture : réorganisation du drainage karstique ; fonctionnement "résiduel" de la structure binaire.

Étape 4 : Structuration du drainage karstique en fonction d'une couverture discordante limitée aux zones déprimées.

1 : Marnes ; 2 : Calcaires ; 3 : Terrains discordants non perméables ; 4 : Cours d'eau superficiels ; 5 : Karstification ; 6 : Réseau karstique et son exutoire ; 7 : Paléo-exutoire ; 8 : Paléo-structure de drainage karstique.

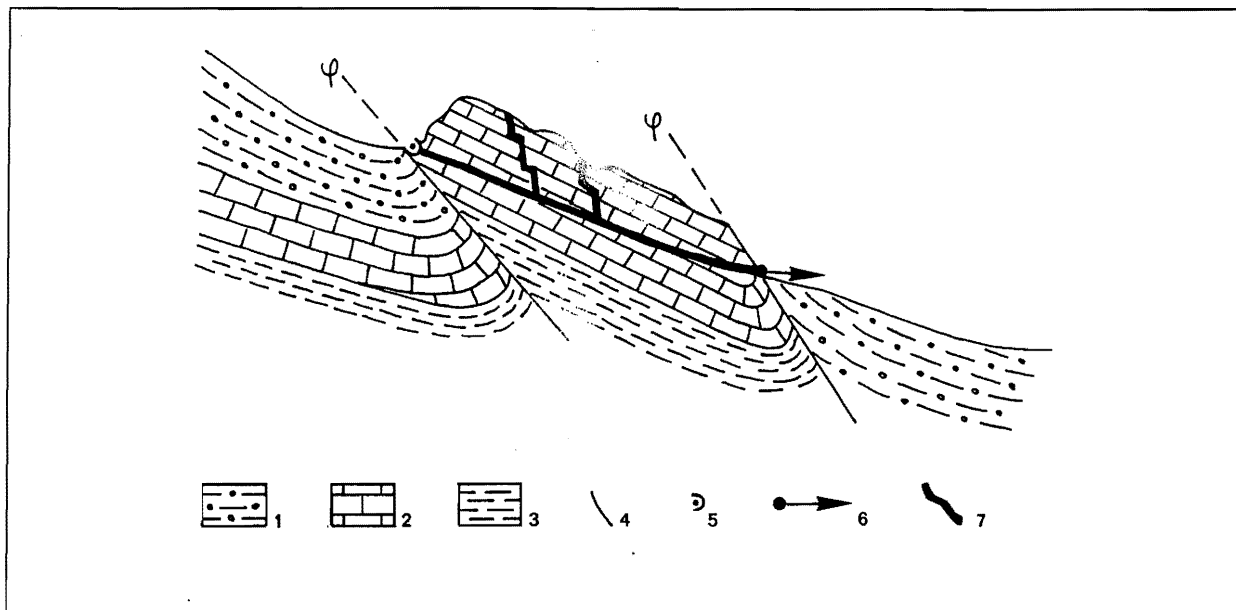


Figure I.7 - Exemple d'influence d'accidents tectoniques sur la structuration du système karstique

1 : Terrains imperméables ; 2 : Calcaires ; 3 : Marnes ; 4 : Chevauchement ; 5 : Perte ; 6 : Exutoire ; 7 : Réseau karstique.

régression marine. Les répercussions de celles-ci sont plus ou moins accusées en fonction de l'éloignement du massif par rapport au domaine marin. Les massifs littoraux sont particulièrement sensibles aux variations du niveau marin quel que soit leur degré d'importance (oscillations pléistocènes), alors que seules les plus importantes d'entre-elles auront une incidence sur les karsts intérieurs, *via* le comportement des principaux drains du réseau hydrographique (creusement ou remblaiement). Dans les domaines étudiés, les oscillations qui ont le plus marqué l'évolution karstique, sont les transgressions miocènes et pliocènes et la régression messinienne.

Dans le même ordre d'idée, il est essentiel de tenir compte des modifications spatiales du domaine marin. Le passage d'une situation littorale à un environnement continental (ou inversement) entraîne de profonds bouleversements essentiellement dans le mode d'évolution du karst : le niveau de base karstique n'a plus la même référence (passage d'un niveau de base marin à un niveau hydrographique, ou inversement) et les mêmes modes et temps de réaction. A titre d'exemple, le niveau de base d'un karst littoral enregistre instantanément les oscillations du niveau marin, alors qu'un karst continental sera dépendant du temps de réaction du réseau hydrographique vis-à-vis de ces mêmes oscillations (ce temps de réaction étant ici commandé par la vitesse de l'érosion régressive) (Figure I.9). Il est essentiel de tenir compte de cette différence de comportement dans toute étude karstogénique comparative : les mêmes causes paléogéographiques n'auront pas les mêmes effets tout au moins au même moment.

A ces événements paléogéographiques, il faut également adjoindre le rôle des variations climatiques. Par exemple, les alternances pléistocènes ont, dans les régions

qui ont été englacées, entraîné, à la fois, des mouvements isostatiques, l'approfondissement puis le remblaiement des vallées glaciaires, des contraintes mécaniques suivies d'une décompression... qui ont influencé à différents niveaux l'évolution et la configuration du karst.

Si l'ensemble des événements paléogéographiques doit être pris en compte et caractérisé pour une meilleure appréhension de la karstogénèse et des différents modes d'évolution et de structuration des systèmes karstiques passés, la mise en évidence d'anciennes structures de drainage, d'anciens niveaux de base karstique, d'anciens modes de fonctionnement permet de s'interroger sur la part respective des différents événements paléogéographiques. Cette rétroaction souligne, si besoin est, l'état d'interdépendance qui existe entre le système karstique et son cadre morpho-structural.

1.3. Les variations paléoenvironnementales

Les variations paléoenvironnementales qui englobent les oscillations climatiques et écologiques, vont essentiellement jouer sur la valeur du flux $H_2O + CO_2$ qui, elle-même, commande l'intensité de la dissolution et la vitesse d'évolution du système karstique.

Ces variations paléoenvironnementales peuvent être d'ordre planétaire (glaciations pléistocènes) ou régional. Afin de distinguer leurs incidences sur la karstogénèse, il est nécessaire de travailler en parallèle sur des systèmes (ou paléosystèmes) situés dans les différents domaines bio-géographiques qui composent le massif étudié. Une importante modification du contexte paléoenvironnemental va entraîner dans l'ensemble des systèmes un changement de comportement des processus karstiques ; ce changement s'exprimera, par exemple, soit par des

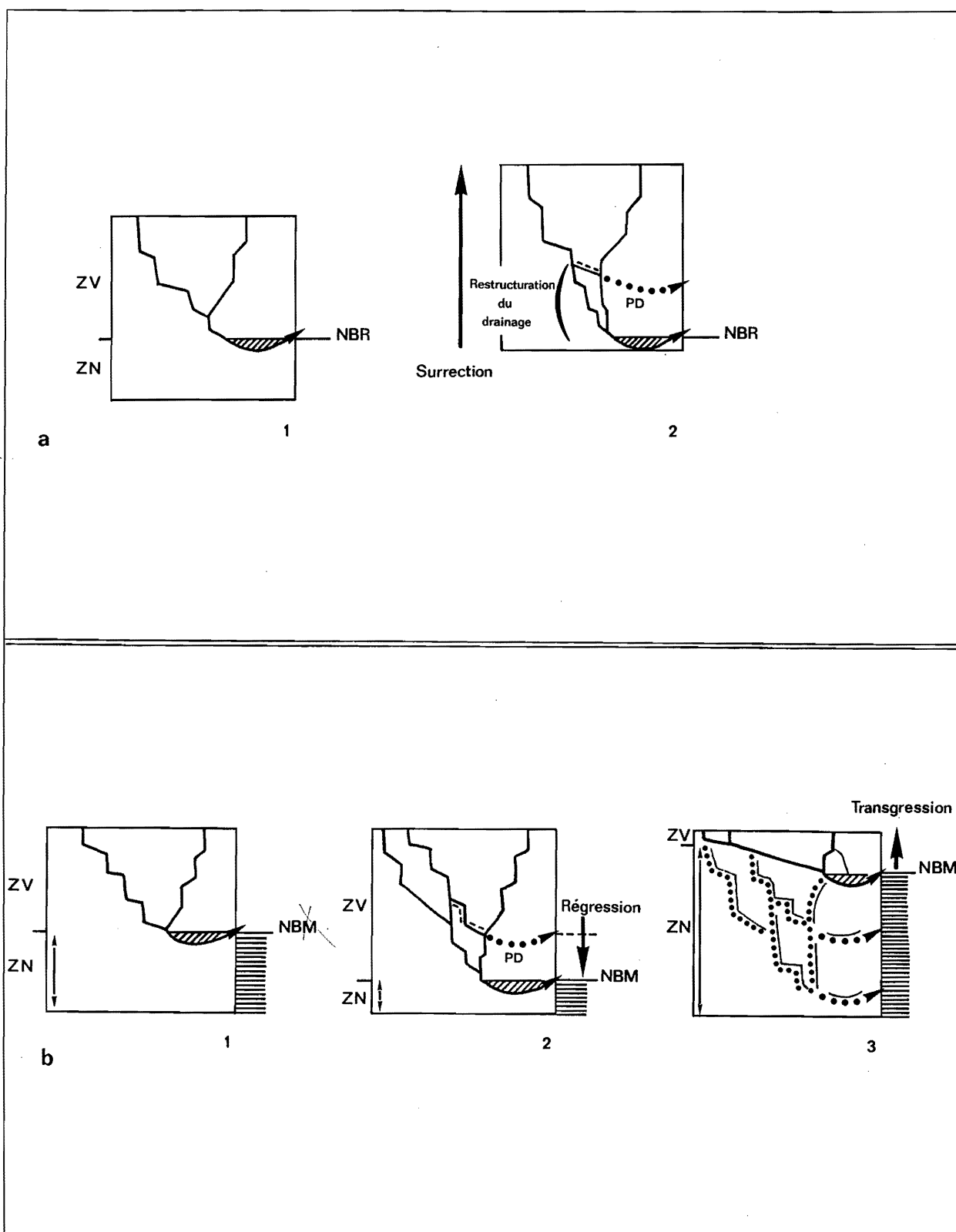


Figure I.8 - Exemples de restructuration du drainage karstique consécutive à des événements tectoniques ou eustatiques

Niveau a : Consécutive à une surrection tectonique ; a. 1 : Structuration karstique antérieure à la surrection ; a. 2 : Restructuration du drainage karstique ; N.B.K.R. : Niveau de base régional ; P.D. : Paléo drain.

Niveau b : Consécutive aux oscillations eustatiques ; b. 1 : Etat de référence ; b. 2 : Restructuration consécutive à une régression marine ; b. 3 : restructuration consécutive à une transgression ; N.B.M. : Niveau de base marin ;

1 : Structure de drainage de la zone non saturée ; 2 : Structure de drainage de la zone noyée ; 3 : Paléo-structure de drainage de la zone non saturée ; 4 : Paléo-structure de drainage de la zone noyée ; 5 : Paléo-réseaux ennoyés.

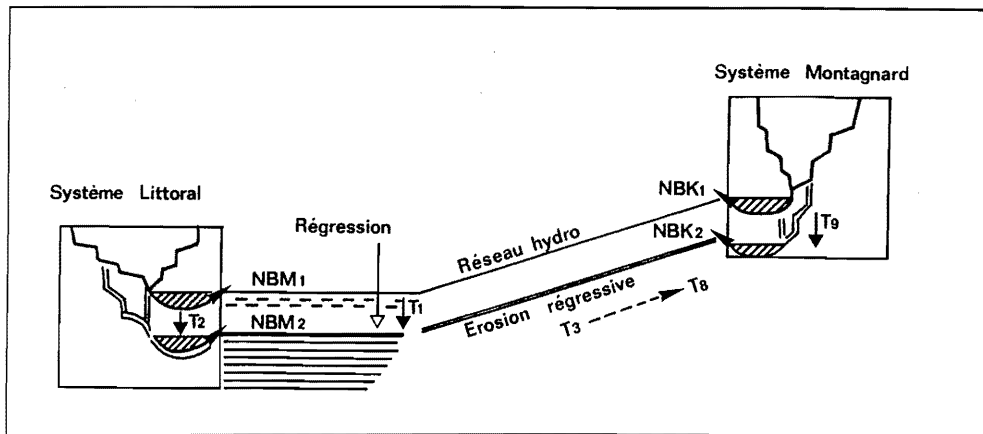


Figure I.9 - Exemple de restructuration différenciée dans le temps de deux systèmes karstiques par rapport à un même événement paléogéographique (régression marine) due à une différence de proximité vis-à-vis du niveau de base marin

N.B.M.1. : Niveau de base marin de référence ; N.B. K.1. : Niveau de base karstique contemporain du réseau hydrographique dépendant de N.B.M.1 ;

N.B.M.2. : Niveau de base marin suite à la régression ; N.B. K.2. : Niveau de base karstique contemporain du réseau hydrographique dépendant de N.B.M.2 ;

T1 : Temps nécessaire au passage de N.B.M.1 à N.B.M.2 ;

T2 : Temps nécessaire à la restructuration du système karstique littoral ($T2 \approx T1$)

T3 à T8 : Temps nécessaire à la restructuration du réseau hydrographique contemporain de N.B.M. 2. et dépendant du travail de l'érosion régressive ;

T9 : Temps nécessaire à la restructuration du système karstique montagnard. Celle-ci ne démarre que lorsque l'érosion régressive du réseau hydrographique affecte l'entité carbonatée montagnarde.

S'il y a une relative adéquation temporelle entre T1 et T2, ce n'est pas le cas entre T1 et T9.

décharges détritiques dans l'endokarst (crise rhéostasique), soit par une généralisation du concrétionnement (contexte biostasique) (*infra* : Chap. 2). Une moindre modification du contexte bioclimatique pourra influencer seulement les systèmes situés sous tels ou tels domaines écologiques. Les domaines qui sont les plus sensibles aux oscillations paléoenvironnementales de "second ordre" (petit réchauffement ou refroidissement local ou régional), correspondent aux étages sub-alpins et montagnards actuels.

Ici également, et pour les mêmes raisons interactives, l'étude du karst notamment des formations exo et endokarstiques permettent de révéler des variations bioclimatiques dont les témoins morphologiques ont disparu en surface. En ce sens, il est particulièrement intéressant de travailler sur des systèmes développés sous les étages montagnard et/ou sub-alpin plus sensibles aux variations paléoenvironnementales.

En dehors des oscillations du Pléistocène moyen et récent qui sont relativement bien appréhendées dans les domaines étudiés, il est plus délicat d'aborder les variations climatiques antérieures, notamment durant la fin du Néogène et le Pléistocène inférieur. Seuls les travaux réalisés sur d'anciennes tourbières et de vieux travertins (s'étant généralement développés dans des dépressions et sur des piémonts) permettent de fixer les grandes lignes du contexte paléoenvironnemental.

1.4. Conclusions

L'ensemble des paramètres ayant influencé et influençant la karstogénèse qui sont contenus dans le cadre géologique et paléogéographique, sont essentiellement issus des recherches entreprises par d'autres chercheurs, auxquels nous avons apporté nos observations personnelles de terrain. La présentation de ces différents paramètres constitue l'introduction générale de chacune des études régionales. Celle concernant l'Andalousie est beaucoup plus développée que celle portant sur le Vercors pour la raison suivante : il était primordial de construire une synthèse des conditions d'évolution des *serranías* de Ronda, étant donné l'hétérogénéité des informations aisément disponibles et la complexité géologique et paléogéographique de ce domaine, alors que pour le massif du Vercors, plus simple à tout point de vue, des synthèses partielles existaient déjà.

2. APPORTS DES MORPHOLOGIES SUPERFICIELLES DANS LA COMPRÉHENSION KARSTOGÉNIQUE

L'apport des morphologies superficielles est double :

- elles permettent, sinon de révéler d'anciens événements paléogéographiques et paléoclimatiques, du moins de mesurer leurs impacts sur le milieu. Elles constituent alors le point de départ pour l'étude des

incidences tectoniques, eustatiques, climatiques sur le karst ;

- elles permettent de fixer le cadre extérieur contemporain de telle ou telle phase de karstification. A partir d'anciennes terrasses, il est, par exemple, possible de définir l'ancien talweg d'un cours d'eau qui déterminait le niveau de base d'une paléo-structure de drainage karstique.

Il ne s'agit pas, ici, de passer en revue l'ensemble des formes et formations superficielles susceptibles d'apporter des enseignements karstogéniques, mais simplement d'insister sur l'idée d'utiliser le modelé superficiel comme un outil méthodologique facilitant l'approche karstogénique.

Chacun des éléments morphologiques pris en compte dans ce travail a été traité sous deux aspects complémentaires :

- en tant que témoin d'épisodes paléoclimatiques, et/ou paléogéographiques ayant influencé la karstogénèse. Ces témoins permettent généralement de caler chronologiquement les emboîtements géomorphologiques et de distinguer les différentes étapes de façonnement du modelé ;

- en tant qu'acteur ayant influencé l'un des deux (ou les deux) interfaces du système karstique avec l'extérieur : c'est-à-dire le bassin d'alimentation karstique et le niveau de base.

Deux exemples très différents ayant marqué les domaines étudiés suffissent à éclairer notre propos : le modelé glaciaire et la surface d'aplanissement.

2.1. Premier exemple : les apports et influences du modelé glaciaire

Les formes et formations d'origine glaciaire permettent de définir le type de glacier ayant modelé le domaine étudié (calotte, cirque, vallée, piémont), de déterminer son origine (autochtone, allochtone), de délimiter son extension et de caler les différents épisodes glaciaires ainsi que leurs impacts respectifs sur le façonnement du relief.

En dehors de ces informations d'ordre morphogénique, il est essentiel de considérer le rôle du glacier sur la karstification. Le glacier a-t-il contribué à l'alimentation karstique ? Si oui, sous quelle forme : infiltrations diffuses des eaux d'origine glaciaire ou écoulement concentré (torrents sous-glaciaire et de fusion) se perdant dans le karst. Dans le second cas, le système karstique connaît temporairement (le temps de la glaciation) un fonctionnement pseudo-binaire d'origine glaciaire (glacier autochtone se développant sur le bassin d'alimentation du système) ou binaire d'origine glaciaire (glacier allochtone dont les eaux se perdent partiellement ou totalement dans le système étudié). Dans ces deux cas, l'apport concentré

d'eau, dès la surface du karst, a inmanquablement influencé, le temps de l'épisode glaciaire, la configuration de la structure de drainage, notamment dans la zone vadose, ainsi que son fonctionnement évolutif.

Il est également important de tenir compte de l'impact du glacier en aval du système, c'est-à-dire sur la zone d'émergence des eaux karstiques. Quel est le rôle d'une masse glaciaire occupant la vallée dans laquelle émergeaient les eaux karstiques ? Y-a-t-il un effet-barrage ? Quelles influences a eu la succession de surcreusements glaciaires et de remblaiements post-glaciaires (qui ont pu atteindre respectivement plusieurs centaines de mètres dans les grandes vallées alpines) sur le positionnement du niveau de base, sur la structure de drainage karstique et, donc, sur l'évolution des systèmes concernés (isolement, fermeture, ouverture du système d'un point de vue thermodynamique...).

Enfin, en ce qui concerne l'évolution morphologique des conduits spéléologiques et la restructuration endokarstique, il est important de considérer les impacts mécaniques qu'ont pu exercer les différents types de glacier sur le milieu encaissant et sur les versants limitant le karst : isostasie, détente post-glaciaire, recul des escarpements par écroulement ...

Comme nous l'avons déjà souligné auparavant, à partir du moment où on considère le milieu karstique d'un point de vue systémique, il existe toute une série de rétroactions. Le modelé glaciaire permet de fixer le canevas évolutif du karst, et le karst (et plus particulièrement l'endokarst et ses remplissages) permet de révéler l'existence et l'importance d'anciennes phases glaciaires dont les témoins superficiels ont disparu (*infra*, et Ph. Audra, 1994).

2.2. Deuxième exemple : les apports et significations d'une surface d'aplanissement

Les surfaces d'aplanissement constituent un des traits morphologiques dominants des montagnes calcaires méditerranéennes où elles se caractérisent par de vastes plans ayant recoupé indistinctement des assises de dureté et de nature différentes. Elles représentent une référence morphogénique majeure qui n'est pas toujours aisée à saisir étant donné qu'elle est, à la fois, l'aboutissement d'un long processus d'évolution et le support à partir duquel l'essentiel du modelé actuel s'est façonné. Elle correspond, donc, à un moment "0" de l'évolution morphologique qui, quel que soit le degré d'évolution postérieure, reste subtilement imprimé dans le paysage (subégalité altitudinale des sommets, vastes pédiments karstiques⁽¹⁾...). Si "immuabilité" du modelé karstique il y a, c'est à ce niveau qu'elle est la plus manifeste.

(1) Ces pédiments ont généralement connu une évolution postérieure assez importante mais qui donne l'illusion que la surface originelle est restée intacte.

En présence d'une surface d'aplanissement, nous nous sommes interrogés sur la valeur de ce témoin morphogénique dans l'appréhension karstogénique et sur ses apports et incidences sur la karstification. On retrouve, ici, le même type de questionnement que précédemment pour le modelé glaciaire, et que nous avons appliqué à l'ensemble des formes et formations morphologiques.

Les enseignements karstogéniques qu'on peut tirer, doivent être recherchés dans les différents facteurs qui commandent une dissolution préférentielle en surface. Les principaux facteurs intervenant le plus souvent dans cette dissolution superficielle sont :

- le faible degré d'évolution du système karstique qui se traduit par la suprématie des infiltrations lentes et, par incidence, d'une dissolution préférentielle dans la tranche supérieure du karst. Dans ce contexte, la surface d'aplanissement est, à la fois, l'expression et la résultante des prémices de la structuration endokarstique ;
- cet état indigent d'évolution de la structure de drainage karstique peut se prolonger du fait de la proximité (au moins saisonnière et par rapport à la surface topographique) du toit d'une nappe imbibant l'encaissant carbonaté. La présence de cette nappe révèle la faiblesse du gradient hydraulique⁽¹⁾ ;
- enfin, la dissolution superficielle peut être également favorisée par l'existence d'une couverture semi-perméable (pédologique, résiduelle, détritique ou sédimentaire) susceptible de contenir une nappe épikarstique favorable à l'humectation et à la dissolution superficielle du substrat carbonaté (J. Nicod, 1989).

Cette relation entre la surface d'aplanissement et le faible degré d'évolution de la structure de drainage endokarstique et/ou la présence d'une nappe d'imbibition est capitale car elle oblige à rechercher les causes de l'indigence du gradient hydraulique ; celles-ci peuvent être liées, par exemple, à une subsidence régionale, ou aux effets d'une transgression marine... Dans ces circonstances, cela signifie que des phases de karstification ont pu exister avant la réalisation d'un aplanissement, comme le démontre, d'ailleurs, sur le rebord du bassin de Ronda (Andalousie, cf. *infra* : Livre II, II Partie) le recoupement de paléo-cavités par une telle surface.

Par ailleurs, dès que le gradient hydraulique devient plus l'important, le développement de la structure de drainage endokarstique entraîne une migration de la dissolution préférentielle (vers le karst profond via les infiltrations rapides) et, par incidence, le ralentissement voire l'arrêt de la planation épi-karstique. La plupart des paléo-structures de drainage karstique actuellement explorables correspondent aux phases de karstification postérieures aux aplanissements qui peuvent être, sinon datés avec précision, au moins calés dans une fourchette

chronostratigraphique. La plupart des aplanissements majeurs et encore visibles dans les régions que nous avons étudiées, sont contemporains du Tertiaire.

2.3. Conclusions

En dehors de ces deux exemples à valeur démonstrative, il faut, bien entendu, tenir compte de l'ensemble des informations karstogéniques contenues dans le modelé superficiel. Les formes et formations fluviales donnent de précieuses indications sur les phases d'enfoncement du réseau hydrographique qui commande, lui même, le niveau de base karstique. Les formes et formations de versant (périglaciaires et autres) nous renseignent sur leur recul et, donc, sur la réduction potentielle du bassin d'alimentation karstique (qui peut expliquer, par exemple, des différences de gabarit entre différentes générations de réseaux spéléologiques à l'intérieur d'une même entité karstique). Les dépôts corrélatifs sont également instructifs puisqu'ils permettent de fixer le début du décapage de niveaux imperméables sus-jacents, et, par incidence le début de la karstogénèse d'un massif. Et ainsi de suite...

Bien que l'ensemble des informations karstogéniques contenues dans le modelé superficiel soient interprétées dans les études régionales, il nous paraissait important de présenter succinctement notre manière d'aborder et d'utiliser les formes et formations morphogéniques.

Comme pour le cadre géologique et le contexte paléogéographique, il est essentiel d'avoir une bonne connaissance ou perception des événements géomorphologiques avant d'entreprendre une étude karstogénique.

3. SIGNIFICATIONS ET APPORTS DES PRINCIPALES FORMES ET FORMATIONS EXOKARSTIQUES

Notre objectif est, ici, de définir quelle a été notre démarche vis-à-vis des formes et formations exokarstiques. Notre but n'est pas de les étudier pour elles-mêmes, bien que cela soit indispensable pour définir les mécanismes responsables de leur genèse ; il existe d'excellents ouvrages traitant ces mécanismes (J.N. Jennings, 1971 ; M.M. Sweeting, 1973 ; J. Nicod, 1972 ; M.D. Bleahu, 1974 ; R. Maire, 1980 ; W. Dreybrodt, 1988).

Dans ce travail, nous avons plutôt considéré les formes et formations exokarstiques comme des indicateurs ou des témoins susceptibles de nous apporter, d'une part, des informations morphogéniques, voire paléogéographiques, et, d'autre part, des renseignements sur le fonctionnement endokarstique et sur le degré d'évolution du système karstique. Etant donné que nous avons utilisé

(1) Le fait qu'il y ait une nappe signifie l'existence d'infiltrations ; celles-ci s'effectuent sur les points hauts du "pédiment" qui, généralement, ne présentent pas une morphologie parfaite d'aplanissement mais plutôt de lourds reliefs peu différenciés.

essentiellement les modelés exokarstiques comme des outils, ceux-ci apparaissent naturellement dans cette partie consacrée à la méthodologie. Il ne s'agit pas d'être exhaustif mais d'illustrer notre démarche méthodologique à travers trois exemples.

3.1. Premier exemple : les poljés

Le poljé qui est considéré, d'un point de vue géomorphologique, comme la forme exokarstique majeure, a été l'objet de nombreuses études (H. Louis, 1956 ; R. Roglic', 1938, 1961 ; J. Nicod, 1975, 1989 ; J.C. Bonnefont, 1972 ; J.J. Dufaure, 1976 ; M. Lamouroux, 1976 ; J. Martin, 1976 ; B. Hakim, 1985).

Plusieurs traits spécifiques caractérisent les poljés :

- leur situation généralement commandée par le dispositif litho-structural : synclinal, fossé d'effondrement, demi-graben, contact anormal...
- la présence d'une couverture plus ou moins continue, peu perméable, d'origine soit sédimentaire, soit détritique, soit résiduelle, soit pédologique, susceptible de fonctionner en aquifère (épikarstique) ;
- un réseau hydrographique endoréique se perdant dans une cavité : le ponor qui s'engorge lors des hautes eaux ;
- une inondation au moins périodique du fond du poljé ; celle-ci peut rester localisée aux abords du ponor ou affecter l'ensemble de la dépression ;
- une crypto-corrosion efficace, notamment aux abords du ponor et sur les rebords de la dépression (trottoir d'aplanissement karstique).

L'ensemble de ces caractères et les différents modes d'évolution karstogénique de ces dépressions sont traités en détail dans l'étude des poljés de la Serranía de Ronda et du massif du Vercors (*infra* : études régionales). Ici, nous nous intéresserons aux mécanismes entraînant la mise en place d'un poljé ainsi qu'aux principales formes d'évolution d'un poljé. L'appréhension de ces mécanismes est fondamentale si on veut utiliser les poljés comme informateur karstogénique et paléogéographique.

Le poljé présente le paradoxe suivant :

- l'endokarst apparaît suffisamment développé pour provoquer l'endoréisme des écoulements superficiels ;
- l'endokarst apparaît insuffisamment développé pour absorber la totalité des écoulements lors des hautes eaux.

La plupart des études consacrées aux poljés résolvent cette apparente contradiction en transférant les causes de ce paradoxe au régime hydro-climatique ; en dehors des périodes de hautes eaux, l'endokarst est capable d'absorber les écoulements superficiels. Si ce constat est juste, la question reste posée sur les raisons de ce double comportement endokarstique.

Un autre problème se pose vis-à-vis de la genèse des poljés. A priori, l'endoréisme du réseau hydrographique

suppose que le karst ait été à un moment donné plus compétent que les conditions de drainage existant en surface. Cela signifie que l'endokarst avait acquis un certain degré d'évolution au niveau de sa structure de drainage susceptible de détourner les écoulements superficiels et d'entraîner un fonctionnement binaire. Dans ce cas, l'apport concentré d'eau depuis la surface (via le ponor) devrait (aurait dû) favoriser le développement d'un axe privilégié d'écoulement dans la zone vadose, qui, lui-même, devrait (aurait dû) entraîner l'aveuglement de la vallée, et en aucun cas, un fonctionnement en poljé provoqué par l'engorgement du ponor. Cet enchaînement paradoxal est encore plus étonnant lorsqu'il y a eu une succession de phases d'enfoncement et de planation karstique du fond du poljé. En effet, l'enfoncement du poljé résulte d'une amélioration du drainage karstique, notamment lors des périodes de hautes eaux ; si cette amélioration est effective, comment et pourquoi l'endokarst est, à un moment donné, de nouveau incapable d'absorber la totalité des écoulements superficiels ?

La compréhension des poljés passe par un double constat :

- ils procèdent tous de la même alchimie initiale : préexistence d'une structure de drainage endokarstique (en règle générale, moins celle-ci est développée, plus elle sera favorable au développement du poljé) perturbée dans son fonctionnement. Cette perturbation est consécutive à une crise qui joue, à un moment donné, sur le potentiel de karstification (flux H_2O+CO_2 et gradient hydraulique) ;
- ils constituent une forme de transition qui peut être entretenue sur une période relativement longue mais qui est inexorablement éphémère d'un point de vue karstodynamique.

Si les poljés procèdent tous à l'origine d'une structure endokarstique, les crises responsables du dysfonctionnement du drainage souterrain sont multiples. Nous ne traiterons ici que l'effet des crises tectonique, climatique et géomorphologique.

3.1.1. Crise tectonique

Le jeu (ou rejeu) d'un accident lors d'un épisode tectonique peut, en jouant sur l'encaissant, affecter le fonctionnement d'un système karstique et provoquer une réorganisation de la structure de drainage souterrain. Durant cette restructuration, le transit des écoulements en amont de l'accident peut s'en trouver perturbé et entraîner un engorgement de la tranche supérieure du karst (au moins lors de la période des hautes eaux). Ce scénario suppose que la phase tectonique a été rapide et/ou que les conditions extérieures (flux H_2O+CO_2 et gradient hydraulique) n'ont pas fourni les énergies nécessaires à une restructuration synchrone du drainage karstique. Ce qui signifie que seule une longue restructuration du

drainage endokarstique est propice à l'agencement et au développement d'un poljé.

3.1.2. Crise climatique

Les crises climatiques peuvent entraîner l'évolution d'une dépression en poljé de deux manières : soit en modifiant le régime des écoulements, soit en déclenchant une dynamique rhéostasique.

Tout d'abord, une structure de drainage endokarstique peut être adaptée à un certain régime des écoulements superficiels et pas à un autre, notamment si ce dernier présente de fortes variations saisonnières (méditerranéen, nivo-glaciaire...). Là aussi, durant la période de restructuration du système vis-à-vis des nouvelles conditions hydrologiques, on peut observer un engorgement périodique de la tranche supérieure du karst⁽¹⁾. La rapidité de la restructuration est, ici aussi, dépendante des conditions extérieures. Par exemple, en présence d'étiages longs et prononcés (sécheresse estivale, rétention nivo-glaciaire...), la réorganisation du drainage endokarstique ne pourra se réaliser que lentement. Cette réorganisation peut, de plus, être perturbée par l'apport de matériaux détritiques peu perméables (charriés par les crues) susceptibles de colmater les conduits karstiques notamment au niveau des points faibles de la structure de drainage (faible hiérarchisation de la zone épikarstique, retrécissement...).

En dehors des variations du régime hydrologique, tout changement climatique majeur se répercute inmanquablement sur le contexte environnemental (couverture bio-pédologique). L'exemple le plus illustratif est celui de la crise rhéostasique. Celle-ci se marque par une érosion de la couverture superficielle (pédologique, d'altération...) dont les débris, généralement peu solubles, sont acheminés dans le fond de la dépression. L'apport de ce matériel alluvial et/ou colluvial dans une dépression drainée par le karst peut avoir une multitude d'incidences pouvant se conjuguer :

- le feutrage du plancher de la dépression réduisant fortement les infiltrations ;
- le colmatage des conduits souterrains qui peut être ponctuel (zones de faiblesse de la structure de drainage), comme il peut être généralisé à l'ensemble de la tranche supérieure du karst. Ces deux premières incidences entraînent une imperméabilisation du plancher karstique propice à l'inondation (au moins temporaire) de la dépression ;
- le développement d'une couverture détritique susceptible de contenir une nappe épikarstique ; cette nappe favorable à la crypto-corrosion et à la planation karstique est d'autant plus efficace que les vides karstiques sous-jacents sont colmatés. C'est au contact de cette couverture détritique et du rebord carbonaté de la

dépression que se répartissent les nouveaux ponors qui, du fait, de leur état embryonnaire se colmatent dès qu'il y a des apports importants d'écoulements turbides. Leur obstruction entraîne une migration des pertes et interdit tout développement de connexions efficaces avec l'endokarst. On retrouve, ici, le schéma d'évolution émis par H. Louis (1956) et la notion de "barrage karstique relatif" de J.J. Dufaure (1976).

L'évolution des poljés sous contrôle des oscillations climatiques est largement abordée dans l'étude des poljés de la Sierra de Líbar (Serranía de Grazalema, Andalousie, *infra*).

3.1.3. Crise géomorphologique

L'évolution d'une dépression en poljé peut être consécutive à une forte réduction du gradient hydraulique provoquée par une brusque remontée du niveau de base karstique qui entraîne l'ennoiement du karst. Cet ennoiement occasionne la fermeture du système d'un point de vue thermodynamique. La présence de la zone noyée à faible profondeur par rapport à la surface topographique est susceptible de contrarier le transit des eaux dans ce qui reste de la zone vadose, et peut être à l'origine de puissantes mises en charge pouvant se répercuter jusqu'à la surface du karst : nappe d'inondation dans la dépression. Dans ces circonstances, tant que le niveau de base est stabilisé, ce fonctionnement perdurera et sera favorable à la planation karstique ; il existe, en effet, dans ce cas, une structure de drainage qui sera faiblement retouchée d'un point de vue structural.

Les événements capables d'entraîner une remontée du niveau de base peuvent être essentiellement d'ordre tectonique et eustatique : la subsidence d'un bloc contenant le karst et une transgression marine affectant directement le niveau de base du système karstique (cas d'un karst littoral). En Andalousie, l'évolution de certains poljés est rapportée à ce type de crise.

3.1.4. Conclusions

L'objet de ces remarques sur la genèse des poljés n'était pas de traiter les processus de planation déjà bien étudiés (J. Nicod, 1989), mais de nous interroger sur les multiples causes pouvant déclencher l'évolution d'une dépression en poljé. C'est pourquoi dans nos recherches, nous nous sommes essentiellement intéressés aux raisons de la présence des poljés et à leurs relations avec l'endokarst.

En fait, le poljé procède d'un dysfonctionnement du karst dû à une forte dissipation d'énergie (modifications dans l'encaissant, colmatage "épikarstique"...) et/ou à une forte réduction énergétique (moindre flux H_2O+CO_2 , moindre gradient hydraulique...). Cette relation poljé-

(1) Ce type d'engorgement peut affecter des réseaux spéléologiques "développés", si on se réfère aux ennoiements provoqués par les eaux de fusion glaciaire (*infra* : chapitre 2, dépôts détritiques varvés).

dysfonctionnement karstique est intéressante car ce qui est considéré comme une forme karstique majeure d'un point de vue morphologique, est quasi une "antiforme karstique" d'un point de vue karstogénique. C'est en quoi l'étude des poljés est intéressante car ils constituent des marqueurs de dysfonctionnements momentanés du drainage karstique dont il faut rechercher les causes qui peuvent être, comme nous l'avons vu, d'origine tectonique, paléogéographique et paléoclimatique ; ces causes peuvent être dans certains cas synchrones ou se relayer.

3.2. Les cavités recoupées

Il peut paraître curieux d'inclure les cavités recoupées dans cette partie consacrée à l'exokarst puisqu'elles constituent des éléments d'anciennes structures de drainage endokarstique. Le rattachement de ces paléo-formes à l'exokarst se justifie dans le sens où elles appartiennent aujourd'hui au modelé superficiel et qu'elles sont susceptibles de le conditionner sur le plan morphologique.

La prise en compte des cavités recoupées présente plusieurs intérêts karstogéniques et morphogéniques.

Elles révèlent, tout d'abord, l'existence d'anciennes phases de karstification qui se sont réalisées dans un tout autre contexte géomorphologique et environnemental que l'Actuel. L'étude des remplissages contenus dans ces paléo-conduits peut donner des indications sur le contexte bio-climatique et sur le fonctionnement du système (cf. les méthodes utilisées dans l'étude des formations endokarstiques, *infra*, et R. Maire, 1990). L'étude de leurs distributions spatiale et altitudinale est également fort instructive car elle permet, dans certains cas, de retrouver les anciens axes de drainage endokarstique et de positionner les zones noyées des paléo-systèmes karstiques. Il est, dès lors, intéressant de confronter les éléments de ces paléo-structures de drainage aux structures karstiques actuellement fonctionnelles et au contexte géomorpho-logique actuel.

La prise en compte d'anciens drains de la zone noyée, aujourd'hui à l'air libre et perchés à plusieurs centaines de mètres du niveau de base actuel, permet de mettre en évidence une ablation superficielle et un puissant encaissement du réseau hydrographique qui ont pu être provoqués par une régression marine, soit plus communément par une surrection du massif.

Elles permettent aussi de réaliser les importantes modifications géomorphologiques qu'a pu subir un massif. A titre d'exemple, la présence de dômes stalagmitiques sur une des crêtes sommitales de la Sierra de las Nieves (Andalousie, *infra*) met en évidence une puissante inversion de relief qu'aucune morphologie superficielle n'aurait permis de soupçonner.

Ici encore, seule une bonne connaissance karstogénique et spéléogénique permet d'utiliser à bon escient les paléo-cavités comme outil et marqueur morphogénique, voire paléogéographique.

3.3. Les travertins

L'étude des travertins est intéressante à plusieurs titres :

- Ils constituent comme les concrétions endokarstiques, une part de la redistribution des carbonates issus de la dissolution de la masse karstique. Les travertins sont tributaires à la fois du bâti géologique traversé par les flux d'eau, du degré d'évolution de la structure de drainage karstique et de l'environnement bio-climatique. En ce sens, l'étude des anciennes formations travertineuses peut apporter des informations sur les fonctionnements passés du karst.

- Ils scellent fréquemment des paléotopographies (surfaces, vallées, terrasses...). Ils contiennent souvent d'abondants restes végétaux (pollens, feuilles, troncs...) et animaux (mollusques, insectes...) qui permettent de fixer l'ambiance bio-climatique contemporaine de leur mise en place. Les travertins constituent donc des jalons utiles dans la reconstitution des paléogéographies.

- Les formations travertineuses comme les concrétions souterraines présentent l'avantage de pouvoir être datées par des méthodes isotopiques (C^{14} , U/Th). Par ailleurs, l'étude des isotopes stables (^{18}O , ^{13}C ,...) peut apporter des informations, à la fois, sur les conditions de formations des travertins (climat, t° de l'eau...), sur l'origine des eaux (karstique, thermale,...) et du CO_2 (biogénique ou profond).

Il apparaît important de fixer l'ensemble des paramètres favorables à la travertinisation afin de pouvoir utiliser ce type de dépôt comme outil karstogénique.

La formation des travertins dépend de nombreux paramètres physico-chimiques et bio-chimiques qui sont eux-même déterminés par un ensemble de facteurs inhérents à la nature et à l'évolution interne et externe du système karstique. Nous ferons essentiellement référence aux approches et travaux complémentaires de l'U.R.A. 903 du C.N.R.S. (Aix-en-Provence) et du Laboratoire Souterrain du C.N.R.S. (Moulis).

3.3.1. Les facteurs physico-chimiques

Les travertins résultant de la précipitation des carbonates dissous, il est nécessaire d'aborder les enchaînements physico-chimiques. La précipitation comme la dissolution mettent en jeu les trois éléments originels d'un karst : les carbonates (phase solide), l'eau (phase liquide) et le CO_2 (phase gazeuse).

La précipitation des carbonates peut être due à deux grands mécanismes : le premier ayant son origine dans les relations entre le CO_2 et la solution et le second dans celles entre la solution et les carbonates (M. Bakalowicz,

1988). Dans le premier cas, la précipitation est provoquée par une évaporation du CO_2 des eaux karstiques qui abaisse le point d'équilibre chimique entre les trois phases et entraîne un état de sursaturation de la solution ; état qui est favorable au dépôt des carbonates dissous. Le dégazage en CO_2 dissous peut être déclenché par divers mécanismes :

- le premier est la différence qui existe entre la pCO_2 extérieure et celle de la solution ; mécanisme qui prend effet dès l'émergence des eaux karstiques. Plus cette différence est grande, plus la précipitation des carbonates est importante et rapide ;

- l'agitation de l'eau, due à un parcours cascading ou accidenté, favorise également le dégazage du CO_2 équilibré (T. Muxart, 1981, J. Mazet, 1988) ;

- l'augmentation de la température de la solution entraîne également une évaporation du CO_2 , moins soluble à chaud qu'à froid. Ce mécanisme peut jouer un rôle non négligeable pour les eaux émergeant sur un adret ;

- enfin, la consommation du CO_2 dissous par la végétation aquatique (mousses, algues, racines) et l'activité bactérienne joue un rôle certain, notamment durant la saison végétative (printemps-été) (J. Adolphe, 1981, J. Casanova, 1981, T. Muxart, 1981). Ce dernier mécanisme montre que la carbonatogénèse n'est pas exclusivement un phénomène physico-chimique. Les êtres vivants particulièrement les micro-organismes (algues, bactéries...) y participent également. Avec l'avancement des recherches en ce domaine, la part de l'activité algo-bactérienne se révèle de plus en plus forte et ne se limite pas à une action de dégazage des solutions. La précipitation active des carbonates, en particulier au niveau des membranes bactériennes, est également un phénomène important (S. Castanier, 1987). Dans cette perspective, les modifications écologiques du talweg et/ou de la qualité des eaux (turbidité, pollution) liées à des variations climatiques ou anthropiques se répercuteront dans l'édification des travertins (J. Vaudour, 1986, 1988).

3.3.2. Les facteurs hydrogéologiques, hydrochimiques et environnementaux s.l.

Si la précipitation des carbonates dissous est souvent causée par le dégazage du CO_2 contenu dans la solution à l'état d'équilibre ou sursaturée, l'état de la solution est, en grande partie, dépendant du temps de contact, à l'intérieur du karst, entre les trois phases (eau, CO_2 , carbonates) ; temps de contact qui est lui-même subordonné à la structure du drainage karstique. Dans le cas où la solution n'a pas eu le temps à l'intérieur du karst, compte tenu de sa concentration en CO_2 , de se mettre à l'équilibre avec la phase solide (en dissolvant la roche carbonatée encaissante), elle sera sous-saturée en carbonates et ne déposera guère de travertins auprès de l'exutoire. Ce cas est fréquent dans les systèmes karstiques évolués possédant une structure de drainage organisée et

hiérarchisée (système karstique de type Aliou, A. Mangin, 1986). Dans cette logique, les travaux de Ph. Martin (1988, 1991) montrent clairement que moins un système est karstifié, moins la hiérarchisation du drainage est poussée ("type Torcal" d'A. Mangin, 1986), plus le système est favorable aux constructions travertineuses. Les causes de cette relation sont à rechercher dans la minéralisation des eaux et la pondération du régime des écoulements. En effet, moins la structure de drainage est organisée, plus le temps de contact entre les trois phases est long, et, par conséquent, plus les eaux tendront vers l'équilibre. D'autre part, moins la karstification du système est poussée, plus il fonctionnera comme un filtre inertiel (A. Mangin, 1986) ; dans ce cas, la saison humide engendre des crues modérées et l'essentiel des eaux, momentanément stocké (zone noyée), est restitué progressivement. Cette régulation du débit est un facteur favorable à la travertinisation puisqu'elle assure un écoulement durant la saison végétative (printemps-été). Ce qui n'est pas le cas des systèmes karstiques évolués marqués à la fois par de rapides et sévères étiages (disharmonie avec la période végétative) et de brutales crues (propices à l'érosion des édifices carbonatés). Ce rôle de la pondération du débit dans la travertinisation est d'autant plus important que le système karstique est soumis à des saisons climatiques contrastées.

A l'intérieur de cette relation entre drainage karstique (en fonction du degré d'évolution du système) et formation des travertins, il est intéressant d'avoir en tête que le passage d'un système peu karstifié à très karstifié peut être compris entre 10 000 et 20 000 ans selon les travaux de l'équipe de Moulis (A. Mangin, 1982, 1986 ; M. Bakalowicz, 1979, 1982, 1986). Il est donc important d'intégrer le caractère évolutif du karst dans l'appréhension des travertins ; les phases d'arrêt de construction puis d'érosion des travertins peuvent, en effet, être une simple conséquence de l'état développé du système karstique. Toujours dans la même logique de raisonnement, l'étagement de tables de travertins peut être l'expression de restructurations successives du drainage karstique provoquées par des variations consécutives du gradient hydraulique (modification du niveau de base).

En dehors de l'aspect évolutif, la structure de drainage karstique est également influencée par la nature lithologique du massif. Ainsi, les roches carbonatées à porosité élevée comme les grès calcaires et les dolomies se caractérisent fréquemment par d'importantes zones noyées où la solution acquiert une grande part de sa minéralisation et atteint généralement la saturation (J. Nicod, 1986). Les travertins du Languedoc, du Roussillon et de Provence sont particulièrement significatifs de la relation privilégiée "massif dolomitique-formation travertineuse" (J. Nicod, 1967, 1986 ; P. Ambert, 1981, 1986 ; M. Bakalowicz, 1988).

Cette étroite relation n'est cependant pas uniquement due à l'importance de la zone saturée des massifs

dolomitiques mais également à l'influence des différents sels de calcium dissous sur les équilibres chimiques de la solution. On observe, en effet, qu'une solution se chargeant en différents sels de calcium peut se saturer en calcite tout en restant sous-saturée en dolomite et/ou en gypse qu'elle continuera à dissoudre s'ils sont présents dans le massif (M. Bakalowicz, 1988). Cette dissolution va donc provoquer un accroissement de la teneur en calcium. Du fait de cette abondance en Ca, la solution peut, si les conditions de dégazage le permettent, atteindre très vite une forte sursaturation en calcite. Dans ce cas, la rapidité des réactions chimiques engendre une précipitation précoce de la calcite qui se manifestera par des "travertins de source" (Ph. Martin, 1988 ; F. Magnin et al., 1991). Selon le même mécanisme, le mélange de deux solutions de minéralisation carbonatée différente donnera naissance à une eau sursaturée (T. Muxart, 1975 ; T.M. Wigley et al., 1973, 1976) ; aussi lorsqu'une eau carbonatée calcique conflue avec des écoulements riches en sulfate ou en magnésium, il y a précipitation de la calcite. La formation de travertin s'effectuera non plus à la source mais à l'aval de la confluence : c'est le cas de certains "travertins de vallée" (C. Martin, 1988). Cependant, tous les "travertins de vallée" ne résultent pas d'un mélange des eaux. En effet, les conditions physico-chimiques et biochimiques ne sont pas toujours favorables à la précipitation des carbonates à proximité de l'exutoire : modeste dégazage, absence de microparticules faisant office de noyaux de germination (D. Dragone et al., 1975), etc... Dans le cas où, par exemple, l'évasion du CO₂ s'effectue lentement, la précipitation se déclenchera tardivement (donc à distance du point d'émergence), se répartira sur une plus longue distance et se traduira par des encroûtements. Ces encroûtements sont généralement localisés sur des ruptures de pente ou sur des sites présentant une faible tranche d'eau. Ces accumulations peuvent alors former de petits barrages à l'arrière desquels se développent des zones palustres voire lacustres (J. Vaudour, 1986 ; F. Magnin et al., 1991). Enfin, si, dans ce cas, il y a une rapide confluence avec un écoulement possédant des eaux non carbonatées (provoquant un abaissement du taux de sursaturation), ou turbides ou polluées (contrariant l'activité biochimique), on ne relève pas la présence de formation des travertins.

Bien que les notions de sursaturation et de nature incrustante d'une solution ne se recouvrent pas totalement (M. Bakalowicz, 1988), il est évident qu'une eau est d'autant plus incrustante qu'elle contient plus de carbonate de calcium ; teneur en carbonates qui est directement dépendante (à l'équilibre) de la quantité de CO₂ dissous. Sauf dans le cas particulier d'apport profond, l'essentiel du CO₂ est d'origine biogénique. Les travaux de l'U.R.A. 903 du C.N.R.S. (Aix-en-Provence) montrent clairement que les travertins se déposent préférentiellement durant les optima climatiques comme les épisodes interglaciaires et l'Holocène (J. Vaudour,

1986, 1988 ; A. Weisrock, 1986 ; P. Ambert, 1986, 1991 ; F. Magnin et al., 1991). Cette autre relation privilégiée s'explique par une fourniture importante de CO₂ par la couverture bio-pédologique. Cette couverture joue un autre rôle important puisqu'elle tend à régulariser les infiltrations (aquifère épikarstique) et par conséquent à influencer sur le débit de la source karstique (pondération partielle du régime). Les observations effectuées sous différents domaines bio-climatiques soulignent que la formation et le développement des travertins correspond souvent à une amélioration relative du climat ; contexte climatique qu'on peut définir grâce à la détermination de la malacofaune et des restes végétaux.

Enfin, il ne faut pas négliger les apports de CO₂ d'origine profonde, notamment dans les régions soumises à une tectonique active, et pour les émergences situées sur un accident tectonique important. En effet, l'apport de CO₂ endogène entraîne une forte minéralisation des eaux en carbonates et est, par conséquent, un facteur hautement favorable à la travertinisation (M. Bakalowicz, 1988).

3.3.3. Les conditions optimales à la travertinisation

La formation des travertins exige donc de nombreuses conditions d'ordre chimique, physique, biologique, géologique, hydrogéologique et/ou géomorphologique. Dans l'absolu, les conditions optimales pour la formation de travertins seraient les suivantes :

- d'un point de vue chimique, la situation la plus favorable correspond à des concentrations élevées en CO₂, donc en carbonates dissous, associées à un effet d'ion commun, le calcium, provoqué par la mise en solution de dolomie ou de gypse ;
- d'un point de vue hydrologique, les systèmes karstiques inertiels (structure de drainage peu évoluée et possédant une importante zone noyée), au régime hydrologique pondéré, sont particulièrement propices au dépôt des carbonates dissous. D'autre part, les exurgences vraies correspondant à des eaux karstiques s.s. sont éminemment plus favorables que les résurgences aux eaux plus turbides ;
- d'un point de vue physique et environnemental, le contexte privilégié d'un exutoire pour la précipitation des carbonates est un site accidenté (agitation de l'eau) en position d'adret (échauffement de la température), et possédant une abondante végétation aquatique ; ensemble de paramètres propice au dégazage du CO₂ dissous. D'autre part, plus les eaux d'origine karstique confluent tardivement avec un cours d'eau allogène, plus les possibilités de travertinisation sont importantes ;
- d'un point de vue géomorphologique et géologique, le cadre le plus favorable serait une région marquée par de fréquentes modifications du niveau de base karstique (réseau hydrographique) provoquées soit par une tectonique active, soit par des variations isostatiques ; variations qui entraînent de successives restructurations

du drainage karstique. Durant les épisodes tectoniques, les remontées de CO₂ endogène se traduisent par un enrichissement de la teneur des eaux karstiques en CO₂ dissous.

A l'ensemble de ces conditions favorables à la formation des travertins, il est intéressant d'opposer les facteurs susceptibles d'entraîner l'arrêt et/ou l'incision des édifices carbonatés. Quatre grands facteurs peuvent être envisagés :

- la modification du chimisme de l'eau qui est le plus couramment due à une diminution du flux de CO₂, soit d'origine biogénique, du fait de la dégradation de la couverture bio-pédologique lors d'une péjoration climatique ou sous l'effet de la pression anthropique (J. Vaudour, 1988 ; F. Magnin *et al.*, 1991), soit d'origine endogène par ralentissement de l'activité tectonique (M. Bakalowicz, 1988) ;
- l'altération du pouvoir pondérateur du karst par rapport aux écoulements se caractérise par l'acroissement des étiages et des crues ; il peut résulter de l'évolution du système karstique qui tend vers une structure hiérarchisée du drainage karstique ou encore de la dégradation de la couverture bio-pédologique (aquifère épikarstique) (J.L. Guendon *et al.*, 1981) ;
- la confluence rapide des eaux d'origine karstique avec un cours d'eau allogène ;
- l'augmentation de la turbidité inhibitrice de la croissance bio-chimique des édifices travertineux ; turbidité qui peut être également due à une dégradation du couvert bio-pédologique et une érosion des sols (J. Nicod, 1986) ;
- et, pour les périodes très récentes, la contamination des eaux qui inhibe parfois le développement ou l'action des micro-organismes carbonatogènes (J. Casanova, 1981).

Suite à ce rappel synthétique, il apparaît clairement que, d'une part, toute généralisation hâtive entre différentes formations carbonatées, même d'un même massif, peut être dangereuse et que, d'autre part, il est important de considérer dans chaque étude de cas les différents paramètres favorables ou non à la travertinisation et de pouvoir, quand cela est possible, faire la part de chacun d'entre-eux. C'est dans cet esprit que l'étude des édifices travertineux a été menée dans ce travail.

4. CONCLUSIONS

Dans ce chapitre, nous avons voulu présenter la démarche et l'esprit avec lesquels nous avons abordé et traité les données géologiques, les événements paléogéographiques, les oscillations paléoclimatiques et le modèle superficiel. Notre démarche s'organise autour d'un triple objectif :

- fixer les caractères et le cadre d'évolution du domaine dans lequel se développe le karst ;
- servir de jalons et de guides dans la reconstitution karstogénique ;
- définir la part du contexte géologique, des variations bio-climatiques et des événements paléogéographiques et géomorphologiques dans le potentiel et les dissipations d'énergie (flux H₂O+CO₂, gradient hydraulique, résistance du milieu...) des différentes phases de karstification qu'a connu le massif étudié.

Pour des raisons déjà évoquées, le traitement des données géologiques et morpho-climatiques *s.l.* concernant l'Andalousie représente un important volume dans ce travail ; celui-ci nous paraissait fondamental à l'appréhension karstogénique des Serranías de Ronda. La part de ce même type de données pour le Vercors est beaucoup plus réduite étant donné la multiplicité des travaux sur ce massif.

Nous avons, enfin, voulu montrer, à travers quelques exemples, que la relation entre ces données et le karst n'est pas unilatérale et que la réciproque est tout autant opérative (l'apport du karst dans la connaissance géologique et les reconstitutions paléogéographique et paléoclimatique).

CHAPITRE III

LES APPORTS DE L'ENDOKARST DANS L'APPROCHE MORPHOGÉNIQUE

La prise en compte de l'endokarst comme outil méthodologique peut là aussi surprendre étant donné que l'étude endokarstique peut être, à juste valeur, considérée comme un objectif à part entière de recherche. Notre finalité étant la compréhension du fonctionnement actuel et passé de différents massifs karstiques (et des morphologies qui en résultent), l'endokarst apparaît, en effet, comme un formidable outil permettant notamment d'appréhender d'anciennes structures de drainage karstique que l'étude géomorphologique classique n'aurait pas permis de mettre en valeur. L'intérêt de la reconnaissance de ces anciennes structures est qu'elle nous incite à chercher les conditions qui ont présidé à leur réalisation, donc à retrouver les conditions géomorphologiques, climatiques et géologiques qui ont déterminé le potentiel de karstification. C'est pourquoi l'étude des réseaux spéléologiques, notamment ceux s'étant initialement creusés dans la zone noyée, apparaît comme un moyen de reconstituer les environnements paléogéographiques d'un karst ; réseaux qui ont l'avantage vis-à-vis des paysages de surface d'être relativement à l'abri des processus d'érosion susceptibles de gommer les enseignements morphogéniques. Néanmoins, il ne faudrait pas minimiser l'évolution de ces conduits karstiques dès lors qu'ils ne sont plus le siège de processus hydrodynamiques. En effet, dès qu'un drain, par exemple, n'appartient plus à la zone saturée, intervient toute une série d'actions d'ordre mécanique (détente, effondrement), chimique (concrétionnements) et détritique (colmatages liés à des apports extérieurs). Grâce à la spéléomorphologie, il est possible de décrypter les incidences de ces différentes actions, de reconstituer l'évolution des réseaux spéléologiques et, par conséquent, d'aborder au mieux les conditions qui ont présidé à la réalisation de la paléo-structure karstique et à son abandon. Cette reconstitution passe, de fait, par l'étude des formes endokarstiques, mais aussi des sédiments souterrains. On n'insistera jamais suffisamment sur le fait que les formations endokarstiques constituent un enregistrement exceptionnel des phénomènes passés tant sur le plan hydrogéologique (évolution vers un système fermé ou isolé ; *supra*), géomorphologique (influençant les conditions aux limites du système et les bilans énergétiques), bio-climatique (modification du régime et de la physico-chimie des infiltrations), qu'anthropique (modification de la couverture végétale, de la production de CO₂...).

Toute étude endokarstique se doit donc de travailler et de réfléchir à la fois sur la nature des vides et des sédiments, et sur leurs relations. C'est au prix de cette

rigueur que l'étude endokarstique est susceptible de nous renseigner sur la karstogenèse, sur l'évolution paléogéographique d'un massif, sur les variations climatiques, ou sur les incidences anthropiques, et qu'elle apparaît indispensable à la connaissance du karst.

Il faut reconnaître que l'étude endokarstique a été, et est encore parfois considérée comme une approche trop partielle, et donc trop partielle pour saisir le fonctionnement et l'évolution du karst. Cela est vrai en hydrogéologie, les réseaux spéléologiques n'étant qu'un tout petit maillon de l'ensemble de la zone d'infiltration du système karstique ; dans un karst développé, l'ensemble des réseaux pénétrables (potentiellement spéléologiques) représentent, en effet, au grand maximum 20% des vides karstiques. Cela est également vrai en géomorphologie karstique si l'approche endokarstique se résume à l'étude de la cavité pour la cavité, c'est à dire sans souci de replacer celle-ci dans son contexte géomorphologique *s.l.* et évolutif ou encore si l'interprétation karstogénique est construite à partir d'un seul type de réseaux spéléologiques. Cette vision critique de l'étude endokarstique a beaucoup moins de raison d'être si on prend soin de replacer la cavité dans son environnement karstique, à la fois spatial (aspect organisationnel) et temporel (aspect évolutif), et si on considère la cavité comme "un" élément fonctionnel ou hérité d'une structure de drainage karstique. C'est dans cet esprit qu'ont été entreprises les études de l'endokarst du massif du Vercors et des Serranías de Ronda.

Nous allons successivement présenter les informations contenues dans les formes endokarstiques puis dans les sédiments souterrains. Mais il faut avoir conscience que dès les prémices de la karstogenèse, il y a, à la fois, création de vides et flux de matières, donc sédimentation potentielle en certains points de l'endokarst. La sédimentation endokarstique peut donc être aussi bien contemporaine de la création (ou de l'élargissement) des vides que postérieure à la réalisation des vides. Dans le premier cas, nous définirons ces sédiments endokarstiques comme des "dépôts" (liés à une structure fonctionnelle du système) ; dans le second cas, nous les considérons comme des "remplissages" (sédimentation dans des galeries antérieurement ouvertes et pouvant entièrement les colmater).

1. LES APPORTS DES FORMES ENDOKARSTIQUES

Il n'est pas question ici de passer en revue toutes les formes endokarstiques (il existe d'excellents ouvrages : Ph. Renault, 1970 ; R. Maire, 1980 ; B. Collignon, 1988 ; J. Cl. Lalou, 1991), mais de relever celles qui sont susceptibles de contenir des indices sur le fonctionnement et/ou l'évolution de la cavité, et, par incidence, du massif étudié. Cela nous permettra également de préciser le sens

que nous mettons derrière les termes se rapportant aux morphologies souterraines.

Nous nous intéresserons ici plus particulièrement aux galeries pour deux raisons. La première est que, vis-à-vis des puits, les galeries sont plus susceptibles de passer d'une zone hydrogéologique du karst à une autre (de la zone non saturée à la zone noyée) et d'enregistrer ces passages. La seconde est que les sédiments souterrains se situent essentiellement dans les galeries ; or, c'est surtout à partir des relations entre la morphologie de la galerie et les sédiments qu'il est possible de reconstituer l'histoire de la cavité et donc d'un élément du karst.

Les galeries souterraines, vides dépendant de la structure de drainage karstique, s'agencent, à la fois, dans la zone non saturée et la zone noyée du karst. Leur morphologie diffère en fonction de la zone dans laquelle le conduit s'est creusé.

1.1. Les galeries creusées dans la zone noyée

Les explorations spéléonautiques dans la zone noyée du karst ont mis en évidence une importante variété morphologique des conduits (laminoirs, galeries hautes, présence de chaos...) mais le profil caractéristique est celui de la "conduite forcée" circulaire ou elliptique s'étant développée à partir d'une des faiblesses de la roche encaissante (diacalse, joint de strate...).

A partir de ses observations et en s'appuyant sur l'hydrodynamique des conduits, Ph. Renault (1967-68) a élaboré une théorie synthétisant les rapports "creusement-sédimentation" à l'intérieur du karst noyé. En fonction de la vitesse de l'écoulement, il distingue deux types de galeries à genèse noyée (Figure I.10) :

- lorsqu'un écoulement assez rapide parcourt le drain (milieu transmissif), il y a quasi-absence de sédimentation des particules en suspension. Le diagramme de Hjulström (1935) montre, par exemple, que la vitesse du courant doit

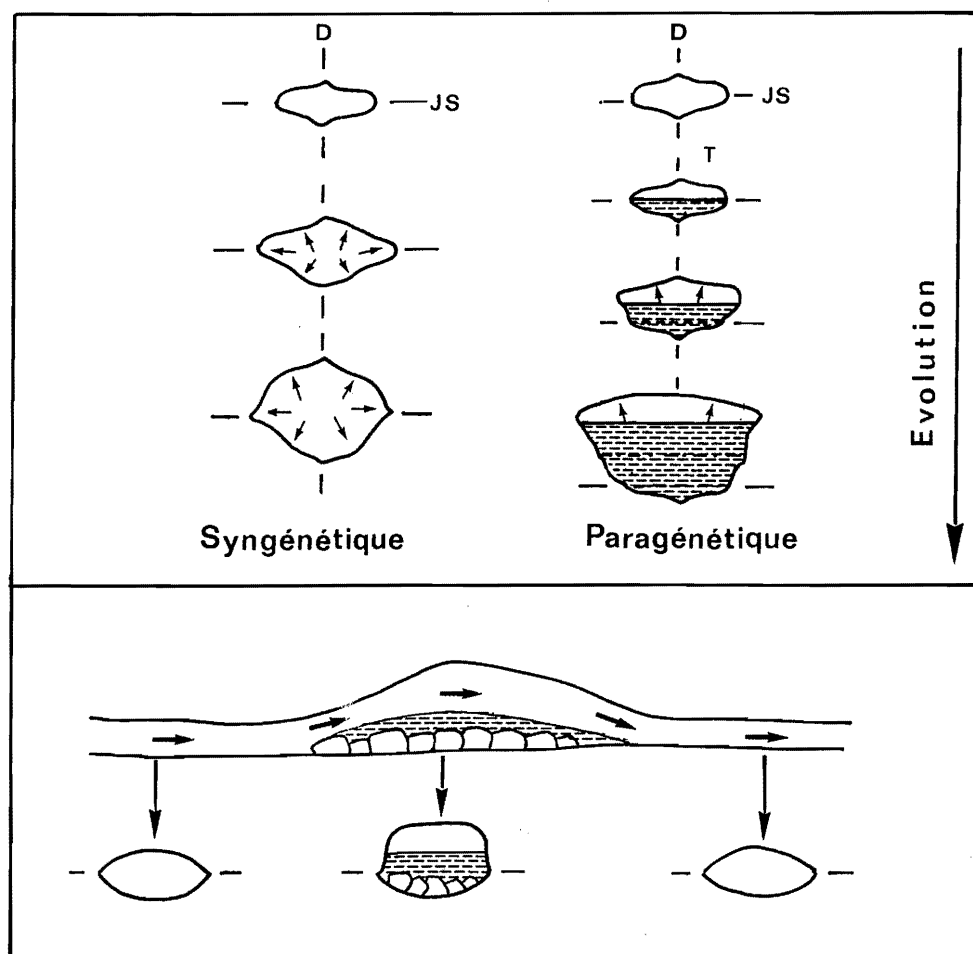


Figure I.10 - Évolution schématique des conduits agencés dans la zone noyée du karst

a. : Évolution comparative entre drains syngénétiques et paragénétiques

D : Diaclase ; J.S. : Joint de strate

b. : Passage pour un même drain d'un fonctionnement syngénétique à un fonctionnement paragénétique dû à un élargissement par écoulement du conduit

s'abaisser à moins de 12 cm/s pour qu'il y ait sédimentation des sables grossiers (Figure I.11). En l'absence de sédimentation, la corrosion s'exerce sur toute la périphérie du conduit et crée progressivement une galerie de section tubulaire ou en "conduite forcée" si on reprend la terminologie proposée par P. Chevalier (1944). Ph. Renault (1967-68) a proposé le terme de "*galerie syngénétique*" pour définir ce type de drain de la zone noyée ;

- quels que soient la position de la zone noyée et l'état d'évolution du système étudié, les eaux souterraines transportent en quantité plus ou moins importante des matériaux qui se déposent dès que la vitesse du courant devient insuffisante pour les maintenir en suspension (cf. diagramme de Hjulström, Figure I.11). Cette sédimentation sur le fond du conduit a pour effet de réduire progressivement la section du drain et donc de favoriser une augmentation de la vitesse des écoulements susceptible de ralentir voire d'arrêter le phénomène de sédimentation. On pourrait même supposer que cette accélération soit susceptible de remobiliser les particules sédimentées. Or, si on se réfère de nouveau au diagramme de Hjulström, on constate que, pour les particules fines ($> 50 \mu\text{m}$), le dépôt se réalise en deçà d'une vitesse de quelques dixièmes de cm/s alors que sa mobilisation (érosion) exige une vitesse de plusieurs dizaines de cm/s. Par contre, une particule plus grossière, comme une granule (2 à 5 mm) se dépose et se transporte pour des vitesses très proches (100 à 200 cm/s) ; elle est

donc plus mobile que les particules fines (sables fins, limons et argiles). Cette remarque est fondamentale pour comprendre l'évolution de ce deuxième type de conduit noyé : "*galerie paragénétique*" (Ph. Renault, 1967-68). Les particules fines étant difficilement mobilisables, celles-ci vont avoir tendance à rester en place malgré l'augmentation de la vitesse d'écoulement et, de ce fait, vont protéger le plancher du conduit de la corrosion. La corrosion ne peut alors s'exercer qu'à la partie sommitale du conduit ; le relèvement de la voûte entraîne une augmentation de la section du conduit qui occasionne une diminution de la vélocité des écoulements et, par incidence, de nouvelles conditions favorables à la sédimentation. C'est donc à une véritable autorégulation de la section du conduit auquel on assiste dans les galeries paragénétiques.

Il est bien évident que ces deux types de conduit correspondent à des schémas opposés et idéalisés d'évolution. Il existe des fonctionnements intermédiaires et des formes de passage d'un fonctionnement syngénétique à une évolution paragénétique, ou inversement. A titre d'exemple, la première forme de passage peut être commandée par un changement des conditions extérieures (variations des flux d'eau et de matières) mais également par un développement de l'endokarst. Ainsi, un drain de la zone noyée qui a débuté en mode syngénétique, peut devenir paragénétique à partir d'un seuil critique de taille (pour un débit donné). Ce

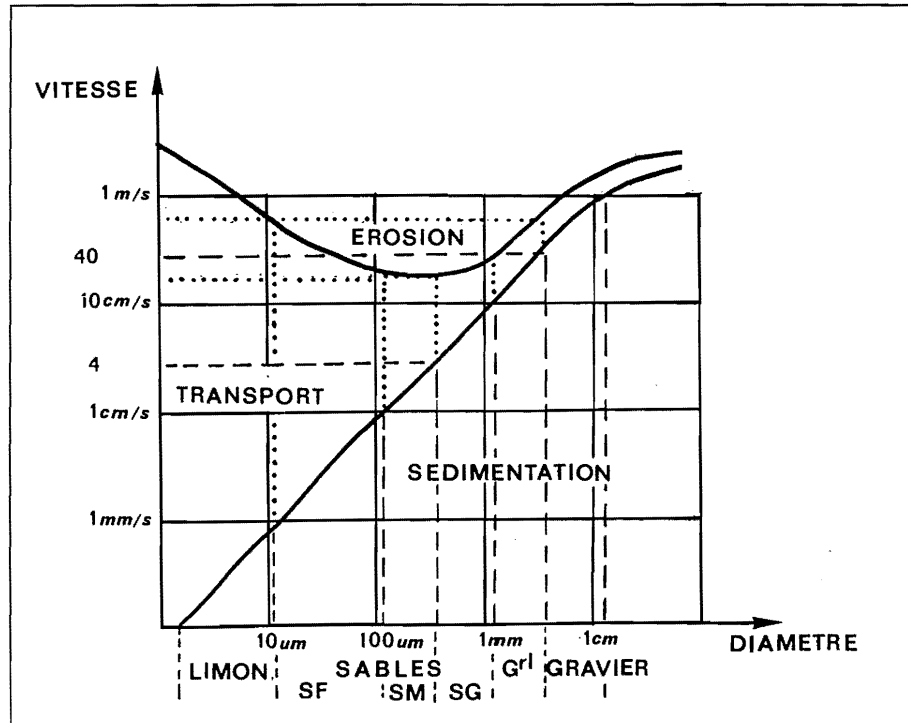


Figure I.11 - Le diagramme de Hjulström (1935)

Relations entre vitesse d'écoulement et sédimentation, transport ou érosion des différents corps granulométriques.

Exemple de lecture : si un limon sédimente dès que la vitesse d'écoulement est inférieure à 0,9 mm/s, il sera nécessaire que cette vitesse passe à environ 1m/s pour que ce même limon soit remobilisé par les écoulements.

s.f. : Sable fin ; S.M. : Sable moyen ; S.G. : Sable grossier

passage peut également se réaliser dans les élargissements du conduit (salles d'effondrement dont les blocs ont été digérés par la dissolution) ; la moindre vitesse des écoulements sera alors propice à une sédimentation locale.

De par leur morphologie tubulaire, les drains agencés dans la zone noyée du karst ont la faculté de conserver leur morphologie "initiale" sur un très long laps de temps, au cas où ceux-ci passent par la suite dans la zone non saturée du karst. En effet, la voûte d'équilibre en pression des drains devenus statifs se confond souvent ou se situe à proximité de la voûte du conduit. Cette voûte d'équilibre va délimiter, dans les cas les plus défavorables, une zone de détente mécanique de faible ampleur qui mettra du temps à se fissurer et à se cisailer (R. Maire, 1990). Dans les zones décomprimées (proximité d'un versant) ou à proximité d'importantes fractures, des effondrements importants peuvent gommer totalement la morphologie initiale du conduit. Cette conservation des drains est, bien entendu, directement dépendante de la qualité lithologique (résistance du matériel, litage, degré de fissuration...) qui est plus ou moins apte à résister aux contraintes mécaniques.

C'est grâce à ce maintien morphologique des paléodraines qu'il est possible de retrouver les anciennes structures de drainage endokarstique et, par là même, de s'interroger sur les éventuelles variations du niveau de base ou modifications des paramètres déterminant le potentiel de karstification. C'est pourquoi la reconnaissance des paléodraines a, en grande partie, guidé nos études sur l'endokarst.

Les microformes contenues dans les galeries situées en zone noyée peuvent également être instructives afin de retrouver le sens des paléo-écoulements (pas toujours aussi évident qu'il puisse paraître notamment pour les très vieux drains agencés dans des contextes paléogéographiques forts différents de l'actuel) ainsi que leur débit. Les microformes les plus instructives sont assurément les vagues d'érosion qui permettent de définir à la fois le sens du courant et sa vitesse. Ces vagues d'érosion, terme créé par R. de Joly (1933), correspondent à des petites formes concaves centimétriques à décimétriques qui se distribuent généralement sur les parois mais aussi parfois au plancher et à la voûte du drain (syngénétique). L'image la plus fréquemment employée pour décrire les vagues d'érosion est celle d'une cuillère. A partir de la double dissymétrie qui les caractérise, on peut définir le sens de l'écoulement (Figure I.12) : en coupe, suivant la direction principale du courant, il existe une pente abrupte à l'amont et une pente douce à l'aval ; en plan, l'amont correspond au rebord arrondi alors que l'aval est fréquemment allongé voire pointu. En ce qui concerne les mécanismes d'agencement, nous renvoyons à l'excellente synthèse de B. Lismonde et A. Lagmani (1987) qui fait le point de l'ensemble des travaux concernant les vagues d'érosion dont ceux de R.L. Curl (1966, 1974). Ce dernier propose une formule simplifiée pour calculer la vitesse du courant à partir de la

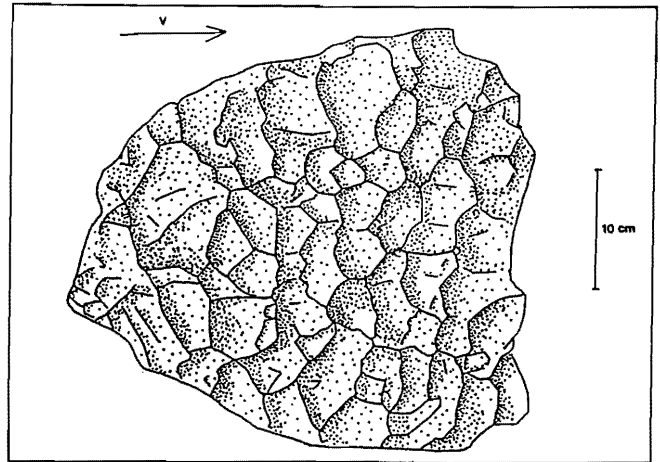


Figure I.12 - Exemple de vagues d'érosion
(B. Lismonde, 1991)

D'après les vagues d'érosion de ce fragment de la paroi du réseau Cigale (Trou qui Souffle-Vercors), la vitesse d'écoulement a pu être estimée par B. Lismonde à 0,7 m/s, d'après la formule de R.L. Curl.

longueur de la vague : $V.L. = 250$ avec V en cm/s et L en cm. Une fois, la vitesse déterminée, on peut déduire le débit en multipliant V par la section (en cm^2) ; le débit en cm^3/s peut être exprimé en l/s en le divisant par 1000. D'autres formules prennent également en compte l'allure de la galerie (galerie circulaire, galerie rectangulaire...) (Schilchting, 1968 ; A. Lagmani, 1986 ; B. Lismonde et al., 1987) (Figure I.13). Les renseignements fournis par les vagues d'érosion peuvent donc être précieux notamment pour retrouver le sens des paléo-circulations ainsi que leur débit. Cet aspect quantitatif peut être un outil intéressant notamment pour une comparaison avec les débits actuels d'un système karstique. L'existence d'une importante différence de débit entre les paléo-drains et les drains actuels permet de s'interroger sur les causes de cette variation dont l'origine peut être d'ordre climatique (changement climatique), paléogéographique (modifications du bassin d'alimentation), lithologique (disparition d'une couverture imperméable), etc....

Il existe de nombreuses autres formes mineures engendrées en régime noyé (cupules, coupes de plafond, anastomoses de voûte, chenaux de voûte, banquettes-limites...) dont nous utiliserons les enseignements spéléogéniques durant nos études sur l'endokarst. Celles-ci, peut-être moins bien étudiées, n'apportent pas d'informations aussi riches que les vagues d'érosion. Dans l'avenir, il serait utile de poursuivre des recherches sur ces morphologies.

1.2. Les galeries creusées dans la zone non saturée du karst

Parmi les galeries creusées dans la zone non saturée du karst, il y a lieu de distinguer celles qui se sont

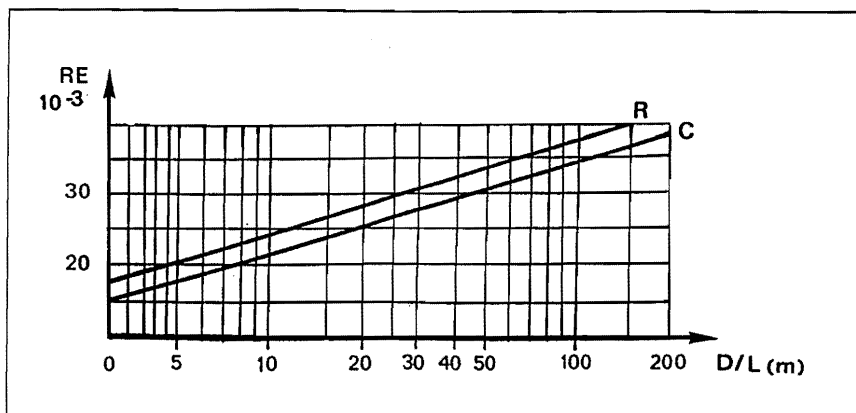


Figure I.13 - Détermination expérimentale du nombre de Reynolds pour estimer la vitesse des paléo-écoulements à partir de la longueur des vagues d'érosion (d'après R.L. Curl, 1974)

R.E. : Nombre de Reynolds ; D/L : Diamètre ou longueur de la galerie ; R : galerie de section rectangulaire ; C : Galerie de section circulaire.

L'équation de R.L. Curl permet de calculer la vitesse des paléo-écoulements à partir de la longueur moyenne des vagues d'érosion. Cette équation fait intervenir le nombre de Reynolds (régime de l'écoulement en fonction de la forme de la galerie et de la vitesse de l'écoulement). Ce nombre est défini à partir du graphe ci-dessus.

*A partir de ce nombre, on calcule la vitesse des écoulements selon la relation suivante ; $V = RE/L * C$*

R.E. : nombre de Reynolds ; L : longueur moyenne des vagues d'érosion ; C : viscosité cinématique (0,0152 à 5°C ; 0,0131 à 10°C ; 0,0114 à 15°C ; 0,001 à 20°C).

Exemple : pour une galerie circulaire de 3 m de diamètre, une eau de fusion glaciaire de 0°C et des vagues d'érosion d'environ 25 cm, la vitesse d'écoulement estimée est de 16 cm/s.

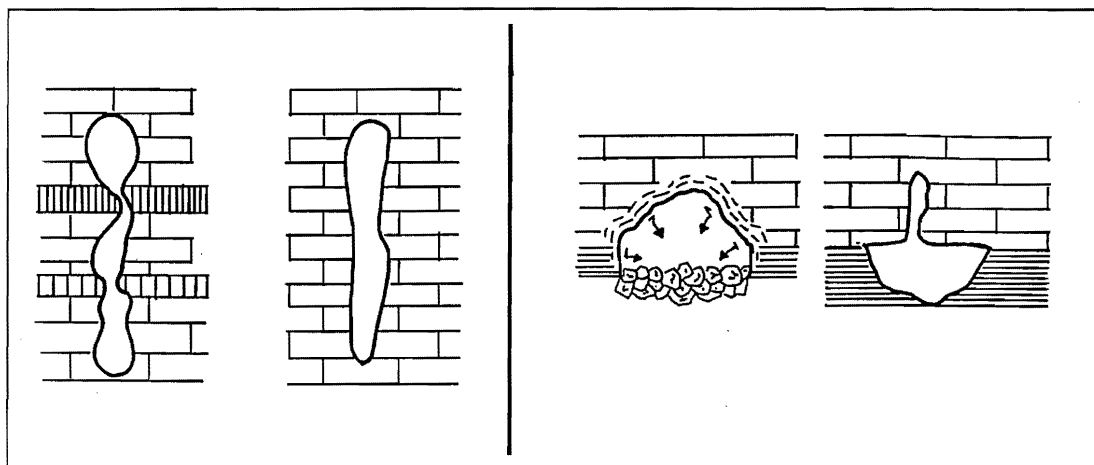


Figure I.14 - Exemple de morphologies courantes de conduits dans la zone vadose du karst

*a. : Morphologies méandriforme et de type-canyon liée à un creusement par un écoulement à surface libre (limité à la base du conduit) ;
b. : Morphologies chaotique et en T inversé au contact d'une assise affouillable par l'érosion (d'après B. Lismonde, 1991 et J. Choppy, 1955).*

exclusivement agencées dans cette zone et celles qui se sont initialement développées dans la zone noyée et ont postérieurement évolué dans la zone vadose.

1.2.1. Les galeries exclusivement creusées dans la zone non saturée

Les réseaux spéléologiques qui s'agencent dans la zone non saturée du karst, sont creusés par des écoulements à surface libre. L'érosion linéaire, à la fois mécanique et chimique, est à l'origine du creusement des canyons souterrains, des réseaux méandriformes (galeries hautes et sinueuses) ainsi que des puits. Cette érosion est

particulièrement sensible aux variations de faciès et de dureté de la roche encaissante : en roche massive, le réseau a tendance à se profiler en un méandre étroit et haut, alors qu'en roche affouillable (marno-calcaires, contact calcaire-roches imperméables), la galerie prend de l'ampleur et présente une morphologie très irrégulière (Figure I.14). Les modifications morphologiques d'une même galerie permettent, de ce fait, de saisir les variations litho-structurales et leurs incidences sur la structure de drainage ; elles permettent également d'aborder les "seuils" de la zone d'infiltration. Ainsi, le rétrécissement d'un méandre vers l'aval (dans un même contexte lithologique) exprime un progressif déficit érosif dû à une

diminution de l'agressivité des écoulements avec la profondeur, à l'absence de confluence ou à des fuites.

La part de l'érosion mécanique et chimique dans le façonnement des conduits est en grande partie dépendante de l'origine des écoulements ; il est important d'avoir à l'esprit que la "machine" karst est essentiellement chimique, l'érosion mécanique représentant au mieux 5 % de l'énergie totale nécessaire à la structuration du système. C'est dans le cas du karst binaire que l'érosion mécanique est la plus importante, dans le sens où il y a apport concentré dès la surface d'un écoulement chargé de débris peu solubles. Ces débris sont notamment à l'origine du marmitage du fond de galerie. La taille des marmites de géants est instructive car elle est fonction à la fois de la vitesse du courant et de la taille des matériaux charriés par les eaux, et du temps de fonctionnement (B. Lismonde, 1987). La présence de cette forme d'érosion dans une galerie non fonctionnelle révèle l'existence d'anciens écoulements ayant pris en charge des débris grossiers dont l'origine est à rechercher (impluvium imperméable, matériel local issu d'effondrement ?). De même, l'étagement de marmites de géants dans une même galerie peut être un indice d'enfoncements successifs du

plancher de la galerie (du lit du cours d'eau) dont les causes doivent également être recherchées. L'intérêt de cette forme mineure est, donc, de nous interroger sur sa présence et de prendre en compte chacun des paramètres explicatifs potentiels en soulignant leur pertinence.

1.2.2. Évolution des paléo-drains dans la zone non saturée du karst

L'abaissement du niveau de base karstique entraîne une restructuration du drainage karstique. Cette réorganisation se marque, entre autre, par le passage de l'ancienne zone noyée à la zone non saturée de la nouvelle structure de drainage. Les anciens conduits de la zone noyée peuvent alors connaître deux grands types d'évolution (Figure I.15) : soit ils sont totalement abandonnés par les écoulements souterrains, soit ils sont exploités par les nouvelles circulations endokarstiques.

Dans le premier cas (qui correspond généralement aux anciens systèmes-annexes de la zone noyée), l'évolution des paléo-drains est directement commandée par les processus mécaniques (détente-effondrement) et chimiques (concrétionnement).

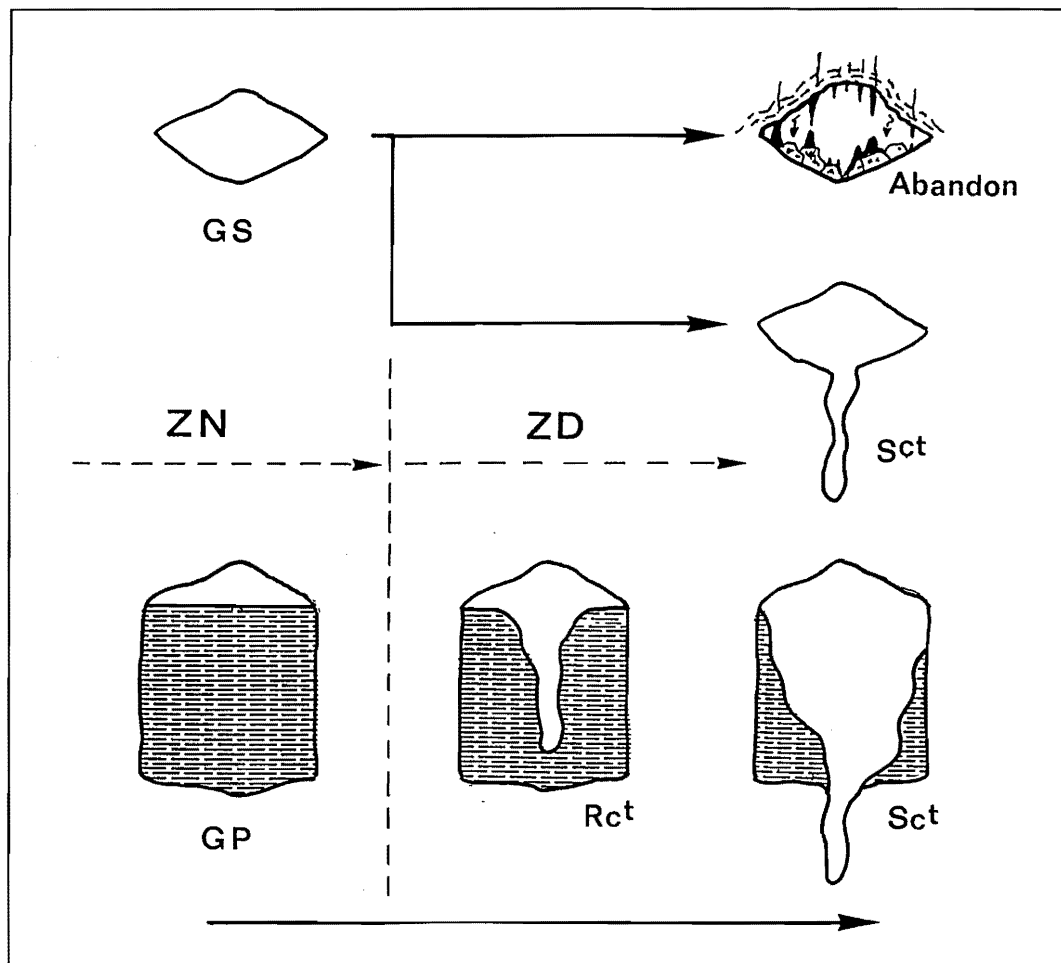


Figure I.15 - Exemple d'évolution d'un conduit passant de la zone noyée à la zone vadose du karst

Z.N. : Zone noyée ; Z.D. : Zone dénoyée (passage à la zone vadose) ; G.S. : galerie syngénétique ; G.P. : Galerie paragénétique ; Sct : Surcreusement ; Rct : Recreusement.

Dans le second cas (qui correspond le plus souvent aux anciens drains de la zone noyée), les écoulements à surface libre exercent leur action sur le plancher de la galerie. Dans le cas d'une ancienne galerie paragénétique, les écoulements recréent tout d'abord les sédiments, puis en fonction de leur énergie surcreusent le bed-rock. On retrouve là une variante du processus d'épigénie par surimposition. Le recréusement des dépôts peut se réduire à une simple entaille (les dépôts seront alors excavés en terrasses) comme il peut contribuer à l'évacuation de l'ensemble des sédiments ; il faut, en effet, avoir à l'esprit qu'à débit égal, les vitesses sont en général beaucoup plus grandes en écoulement libre qu'en écoulement noyé et que c'est essentiellement la vitesse qui contribue à la mobilisation et au transport des particules mêmes les plus fines (graviers, sables, argiles). Dans le cas d'une galerie syngénétique, la permanence d'écoulements à surface libre entraîne un surcreusement linéaire ; en fonction de la résistance du substrat et du pouvoir érosif des écoulements, ce surcreusement peut se réduire à un emboîtement de marmites coalescentes comme il peut s'apparenter à de profonds méandres et canyons. Dans ce dernier cas, la galerie présente le profil caractéristique en "trou de serrure". L'importance du surcreusement dépend, bien entendu, à la fois de la qualité du substrat, du pouvoir érosif des eaux et du facteur temps, mais aussi du profil en long du paléo-drain. Les drains de la zone noyée présentent, en effet, généralement une sinuosité altitudinale déterminant des points hauts et des points bas. Lorsque les anciens drains sont surcreusés par des écoulements à surface libre, l'érosion maximale au niveau des points hauts surcreusera de moins en moins en direction du point bas où la morphologie en conduite forcée peut être à peine retouchée (Figure I.16).

L'exploitation des paléo-drains par les écoulements à surface libre peut être contemporaine de la restructuration du drainage, comme elle peut être beaucoup plus tardive. Il est fréquent d'observer d'anciens drains, totalement abandonnés par les écoulements durant des milliers

d'années, voire totalement colmatés par des remplissages, être postérieurement empruntés par des écoulements à surface libre (qui contribuent à leur décolmatisation) suite à un recoupement occasionnel. Cette remarque est importante dans toute reconstitution spéléogénique. Les écoulements de la zone non saturée empruntant les paléo-drains ne sont pas toujours conformes au sens des circulations de l'ancienne zone noyée. A titre d'exemple, la galerie "principale" en trou de serrure de la grotte du Biolet (Chartreuse, Savoie) révèle que les circulations contemporaines du paléo-drain se dirigeaient vers l'extérieur du massif alors que le surcreusement méandrique indique un écoulement vers l'intérieur. La mise en évidence d'une telle évolution du drainage est intéressante car elle nous interroge directement sur ses causes qui sont le plus souvent à rechercher dans les conditions régnant aux limites du système karstique (modifications paléoclimatiques et/ou paléogéographiques, épisode tectonique, changement du niveau de base de référence...).

Par cette rapide présentation des morphologies endokarstiques (qui ne se voulait pas exhaustive mais démonstrative), notre objectif est de souligner que la forme d'une galerie a une histoire qui dépend de nombreux paramètres. Bien entendu, l'allure de celle-ci diffère en fonction de la roche encaissante mais aussi en fonction des modalités de creusement qui ne sont pas les mêmes en zone noyée qu'en zone non saturée. Les galeries sont donc autant de mémoires de l'évolution du karst. Ces mémoires ponctuelles peuvent être transcendées en "la" mémoire du karst à partir du moment où on prend soin d'étudier les relations passées et actuelles entre ces vides et d'en saisir leurs logiques (structurations du drainage endokarstique). L'allure et l'organisation des vides correspond à la "première mémoire" du karst. La seconde se situe au niveau des dépôts et des remplissages endokarstiques.

Cette première mémoire est à la portée de tout un

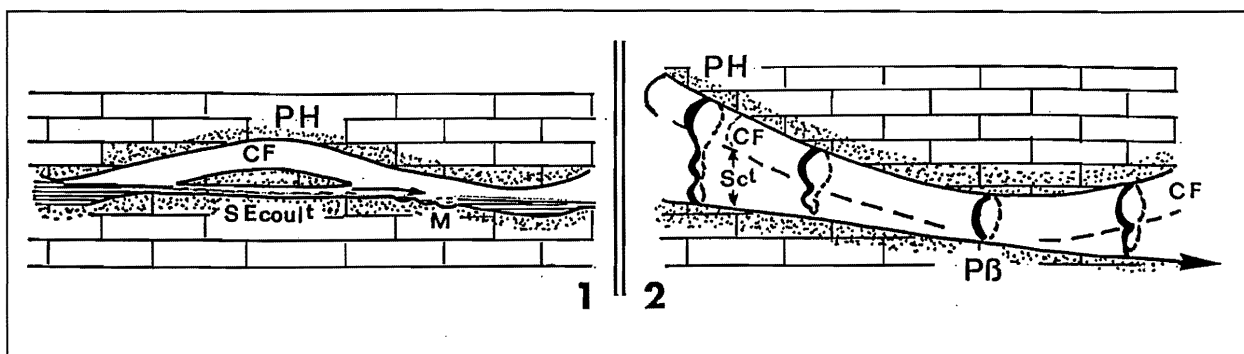


Figure I.16 - Exemples de recoupement ou surcreusement d'une conduite forcée occasionnés par les oscillations du paléo-drain (d'après B. Lismonde, 1991)

1 : Recoupement d'une oscillation d'un ancien drain de la zone noyée ;

2 : Variation du surcreusement en fonction de l'oscillation du paléo-drain ;

C.F. : Conduite forcée originelle ; P.H. : Point haut de la conduite forcée originelle ; P.B. : Point bas de la conduite forcée originelle ; S.Ecoult : Sous écoulement ; M : Marmite ; Sct : Surcreusement.

chacun. Celui qui sait prendre le temps de regarder les vides souterrains peut aller loin dans la compréhension spéléogénique d'une cavité. Un exemple de cette démarche est celui de l'étude du Trou qui Souffle (Vercors, Isère) par B. Lismonde (1991). Un des moyens les plus efficaces d'aborder cette mémoire est de passer par la cartographie morphologique des réseaux souterrains.

2. LES APPORTS DES FORMATIONS ENDO-KARSTIQUES

Notre objectif n'est pas ici de traiter de manière exhaustive les sédiments contenus dans l'endokarst mais de présenter leur rôle essentiel dans la reconstitution karstogénique. Lors de l'étude endokarstique des Cordillères bétiques et du Vercors, nous aurons l'occasion d'insister sur leurs capacités d'enregistrer des phénomènes, à la fois, morphologiques, climatiques et structuraux.

Dans notre thèse de troisième cycle sur le Vercors septentrional (1981), nous avons déjà signalé l'intérêt des sédiments souterrains pour étudier la spéléogénèse d'un karst ; bien que nous ne disposions pas de méthodes aussi performantes qu'actuellement, nous avons pu mettre en évidence différentes phases de karstification, dont certaines antérieures aux glaciations quaternaires. Les années 1980 et le début de cette décennie ont conforté notre position si on se réfère aux nombreuses réunions scientifiques consacrées aux sédiments endokarstiques ; il est, d'ailleurs, intéressant de souligner que ces réunions ont été le plus souvent organisées par les spéléologues pour qui ces sédiments constituent le principal obstacle à la progression (Fribourg, 1989 ; Grenoble 1991 ; Charmey, 1991...). C'est donc aux Actes de ces réunions que nous renvoyons le lecteur qui désire en savoir plus sur les formations endokarstiques. Le lecteur pourra également se reporter aux synthèses réalisées par Ph. Renault dans l'ouvrage consacrée à la Géologie de la Préhistoire (1987), par R. Maire dans sa thèse (1990) et plus récemment par Ph. Audra (1994) ; il faut rappeler, ici, que Ph. Renault a été un des premiers spéléologues scientifiques à mettre en évidence les grands traits de la sédimentation endokarstique dans la spéléogénèse d'un réseau (1967-68).

Les travaux sur les dépôts et remplissages souterrains sont nombreux ainsi que leur classification (T.C. Atkinson, 1978 ; P. Cabrol, 1978 ; J.J. Delannoy, 1981, et *al.*, 1983, 1984, 1988, 1991 ; M. Bleahu, 1982 ; P. Sorriaux, 1982 ; M. Gewalt, 1986 ; C.A. Hill et P. Forti, 1986 ; C. Ek et Y. Quinif, 1988 ; M. Gewalt et C. Ek, 1988 ; R. Maire et Y. Quinif, 1989, 1990 ; M. Campy, 1990 ; R. Maire, 1990 ; Y. Quinif, 1990, 1995 ; A. Bini et *al.*, 1992 ; M. Gascoyne, 1992 ; D. Genty, 1992 ; L. Rousseau, 1992 ; D. Genty et *al.*, 1994, 1994 b., 1996 ; Y. Quinif et *al.*, 1994 ; Ph. Audra, 1995 ; P. Delange, 1995 ;

Y. Quinif et D. Genty, 1996 ; Y. Perrette, 1996). Plusieurs typologies peuvent être proposées en fonction, soit de leur origine (allochtone, autochtone), soit de leur mode de dépôts (monogéniques, polygéniques, monophasés, polyphasés...), soit de la nature de leur constituants (chimiques, détritiques, biologiques, mixtes). Nous allons, ici, exposer l'essentiel des informations karstogéniques contenues dans les sédiments détritiques et chimiques, mais nous n'aborderons guère les sédiments biologiques (comme le guano) qui sont peu fréquents dans les sites étudiés et généralement limités aux seules zones d'accès à l'endokarst (porches, puits d'entrée).

2.1. Les sédiments détritiques

Les sédiments détritiques correspondent pour l'essentiel aux sédiments mis en place par les processus mécaniques qu'ils soient liés à la seule action de la gravité (effondrement) ou plus fréquemment à l'action de l'eau (dépôts alluviaux).

2.1.1. Les sédiments clastiques

D'un point de vue volumétrique, les sédiments clastiques occupent de loin la première place des sédiments endokarstiques. Rares sont les cavités dépourvues de ces sédiments. En fonction de leur origine, ils peuvent apporter des informations, soit sur le régime de détente mécanique auquel sont soumis à la fois la cavité et le massif, soit d'ordre climatique et/ou paléoclimatique. Ils permettent également d'aborder le contexte lithologique et la densité de la fracturation à l'intérieur du karst ; à titre d'exemple, la taille des blocs est généralement un excellent reflet de l'épaisseur des strates qui est souvent difficile à estimer sous-terre.

L'essentiel des sédiments clastiques résulte de phénomènes de décompression mécanique. Ces phénomènes sont généralement localisés au pourtour du conduit souterrain et le plus souvent à la voûte : l'évolution du conduit est alors soumise au couple "détente mécanique-effondrement" jusqu'à l'obtention d'un profil d'équilibre mécanique. Cette évolution, sous dépendance de la force de gravité, est en grande partie conditionnée par l'environnement géologique. Les conditions les plus favorables sont la présence d'un accident distensif, un dense maillage de diaclases, un matériel lité, un fort pendage, et la présence de terrains sous-jacents propices à l'affouillement (E. Gilli, 1984). La réalisation de voûtes d'équilibre mécanique est un processus progressif et nécessite donc un certain temps. Dans cette logique, les galeries ayant acquis leur profil transversal d'équilibre mécanique correspondent le plus souvent à des drains ou à des réseaux spéléologiques contemporains de vieilles structures endokarstiques. Il est, néanmoins nécessaire de considérer le contexte lithologique étant donné que l'acquisition de la voûte d'équilibre est plus rapide dans les roches peu cohérentes

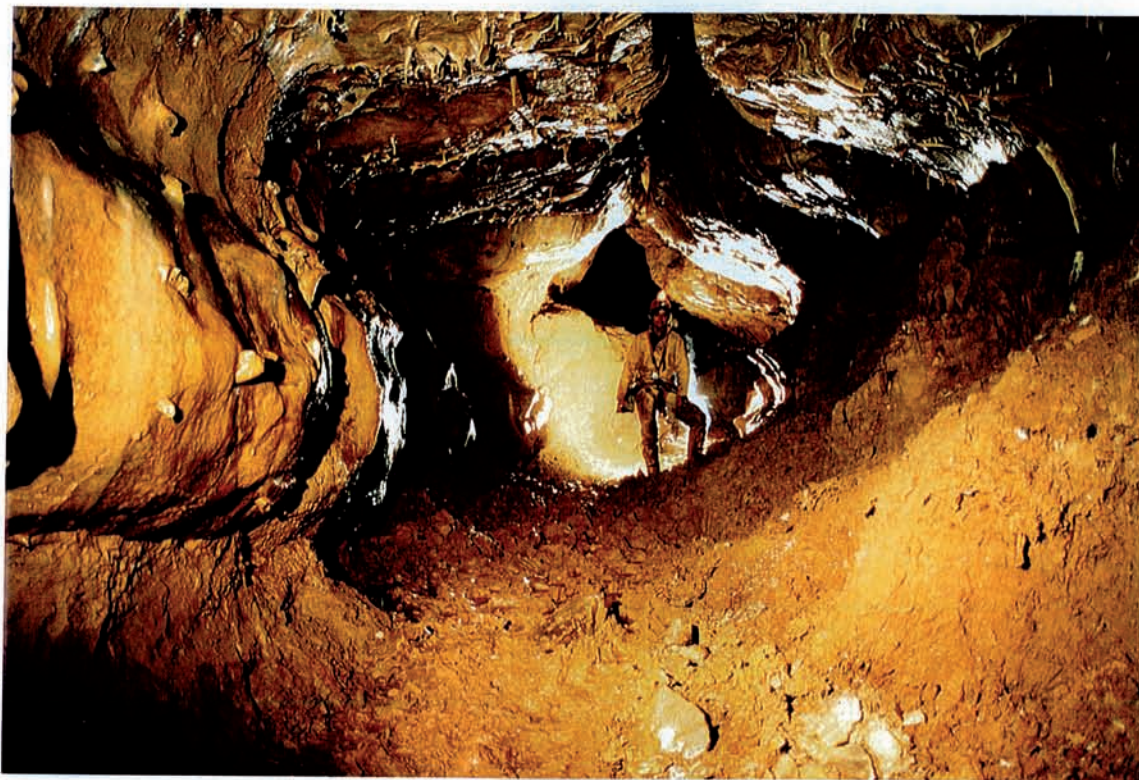


Photo 1 - Galerie en conduite forcée s'étant agencée initialement dans la zone noyée du karst (Scialet Mickeys, Vassieux-en-Vercors). Cette galerie s'est développée à partir d'une zone de faiblesse liée au recoupement d'une diaclase et de joints de stratification. Elle présente à sa base un remplissage argileux contemporain de la dernière phase de son fonctionnement en drain (passage à un fonctionnement paragénétique) (cf. Figure I.10)

Photo S. Caillault



Photo 2 - Galerie en trou de serrure dans le Trou Qui Souffle (Méaudre-Vercors). La partie supérieure de la galerie correspond à une ancienne conduite forcée qui a été postérieurement surcreusée par des écoulements à surface libre : réseau méandriforme. Cette morphologie constitue un marqueur du passage de la zone noyée à la zone vadose du karst (cf. Figure I.15).

Photo S. Caillault

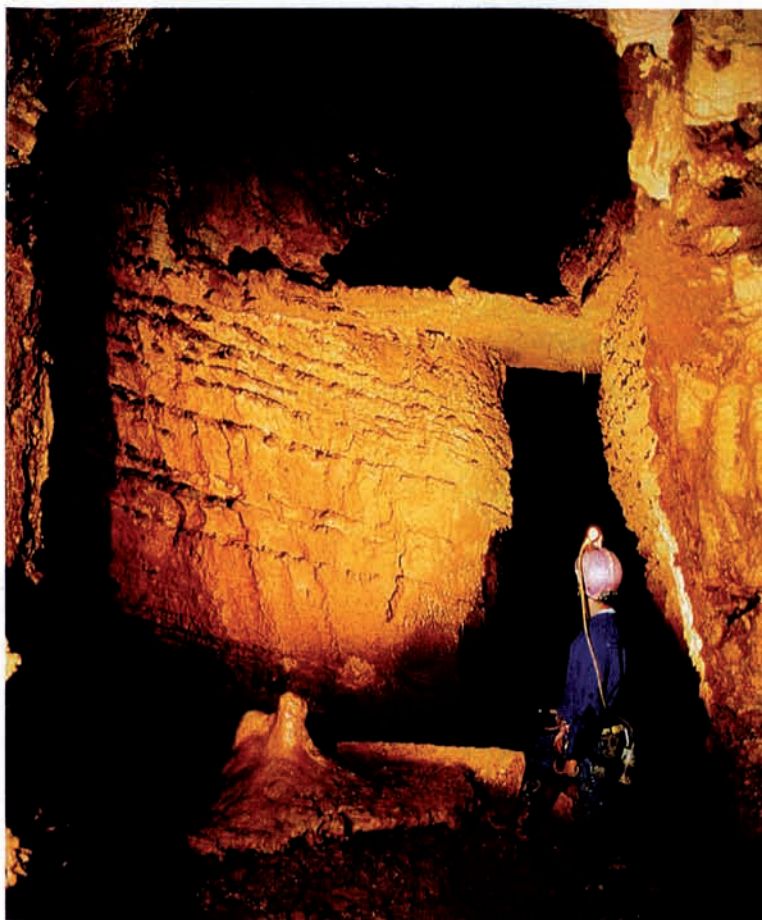


Photo 3 - Base d'une section en trou de serrure de l'Antre de Vénus (Méaudre-Vercors). Dans la partie surcreusée, on relève deux niveaux étagés de plancher stalagmitique. Le plancher supérieur (plus vieux que 350 000 B.P.) subsiste dans les secteurs étroits de la galerie. Ailleurs, il ne subsiste qu'en lambeau pariétal. Le remplissage détritique sur lequel il reposait a été déblayé par les écoulements à surface libre. Postérieurement à cette première phase de déblaiement, la cavité a connu une nouvelle phase de remblaiement détritique (base de la galerie) qui a été scellé par un plancher stalagmitique (ici, éémien). Ce plancher et le remplissage détritique a été, à son tour, partiellement déblayé par les écoulements à surface libre. (cf. Figures I.25 et II.74).

Photo S. Caillault

Photo 4 - "Brèche" litée dans l'Antre de Vénus (Méaudre-Vercors). Ce matériel anguleux a pour origine des gélifracts qui ont ensuite transité par des puits avant de se déposer sous forme de "cônes de déjection" dans cette galerie. Ce matériel contemporain des épisodes froids pléistocènes (ici Würm) est scellé par des spéléothèmes holocènes (cf. Figure II.78).

Photo S. Caillault



que dans les assises massives. Dans ces dernières, il est fréquent d'observer que la galerie se stabilise avant d'acquiescer la typique voûte d'équilibre arrondie ; la voûte présente alors plus un profil en encorbellement (en escaliers à l'envers).

Bien que présents, les éboulements (à l'origine des dépôts clastiques) sont relativement rares dans la zone noyée du karst du fait de l'existence d'une contrainte interne régulièrement répartie : l'eau. Dans cette hypothèse, les dépôts clastiques, lorsqu'ils n'ont pas été complètement dissous par les écoulements souterrains, présentent généralement un fort écoulement. De plus, l'élargissement du conduit (dû à l'effondrement et à la dissolution partielle ou totale des blocs effondrés) peut entraîner localement une moindre vitesse du drainage et, par conséquent, une sédimentation des particules les plus fines.

Lorsqu'il y a passage de la zone saturée à la zone non saturée du karst, la disparition de la contrainte interne au conduit qu'était l'eau, entraîne toute une série de réajustements mécaniques (Figure I.17). Ces réajustements se traduisent généralement par des

effondrements et/ou éboulements. R. Maire, dans sa thèse (1991 ; chap. XI, II, B.2), propose une bonne synthèse des comportements mécaniques des conduits en fonction de leur section transversale initiale (galerie circulaire, rectangulaire...). Si, dans les roches cohérentes, les galeries circulaires restent relativement peu sensibles aux réajustements mécaniques (bonne distribution géométrique des pressions), il n'en est pas de même pour les galeries de section irrégulière et celles situées au contact d'assises géologiques présentant une résistance différentielle. Après le dénoyage, ces dernières voient leur base s'encombrer progressivement de débris clastiques. Si ces conduits sont définitivement abandonnés par la structure de drainage, les débris clastiques conservent leur morphologie anguleuse à sub-anguleuse selon la nature du matériel. En l'absence de remaniement par les eaux courantes, la cavité tend à se colmater dans les secteurs présentant des faiblesses géologiques. Lorsque la galerie est parcourue par des écoulements, ceux-ci vont éroder progressivement les blocs et, contribuer par incidence, à l'agencement des salles souterraines. Il est important d'avoir conscience que les volumes souterrains sont dus non seulement aux phénomènes d'effondrement mais aussi et surtout à la dissolution et à l'évacuation des blocs

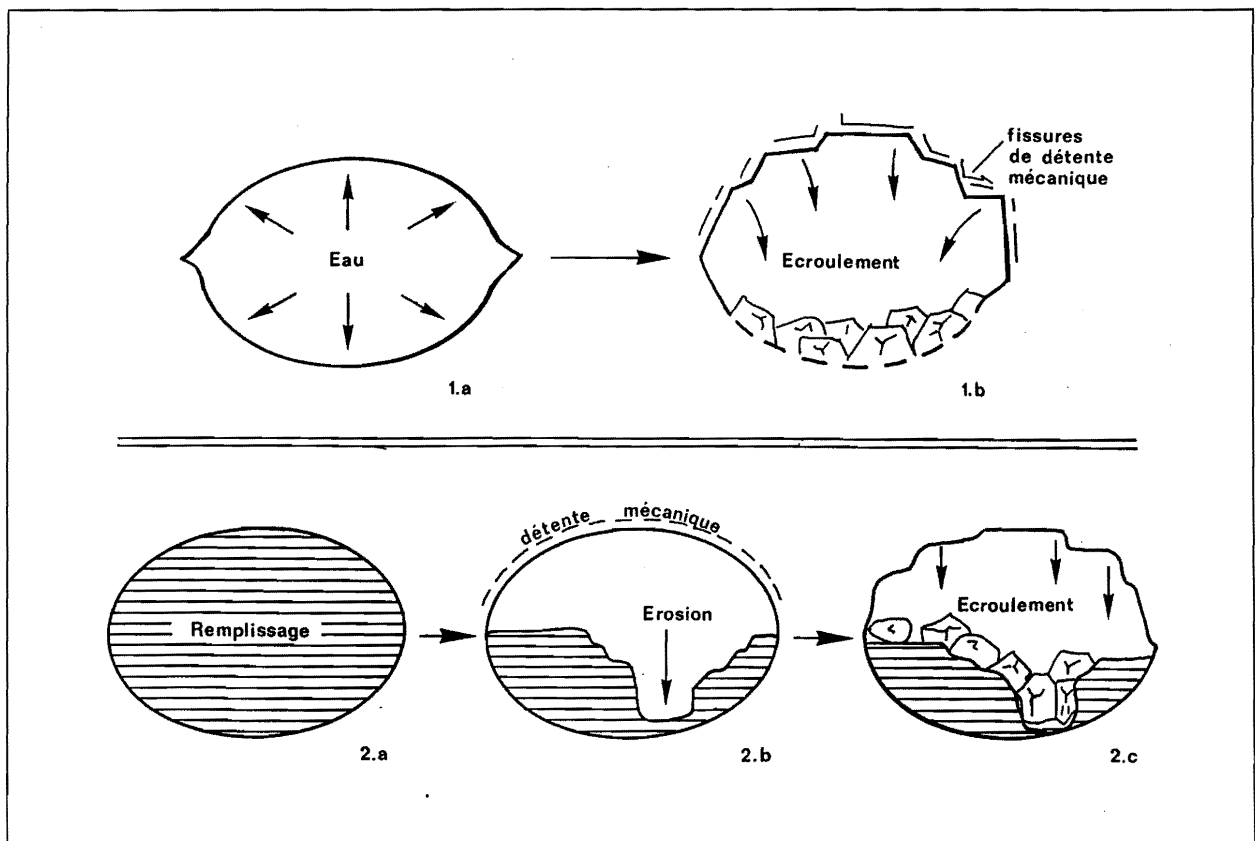


Figure I.17 - Exemples d'évolution d'un paléo-drain sous l'effet des phénomènes de détente mécanique

1. a. : Fonctionnement en drain de la zone noyée : dissolution sur le pourtour de la galerie ; 1. b. : Phénomènes d'écroulement consécutif au passage du paléo-drain dans la zone vadose.

2. a. : Fonctionnement paragenétique du drain se colmatant totalement ; 2. b. : Dégageant du colmatage par des écoulements à surface libre (zone vadose) ; 2. c. : Phénomènes de détente mécanique liés au décolmatage. Le dégageant du colmatage peut être consécutif ou très postérieur au passage de la zone noyée à la zone vadose.

par les écoulements. Sur le passage des eaux, les blocs acquièrent un émoussé ; dans le cas de paléo-circulations, l'étude minutieuse de l'émoussé des blocs permet de retrouver le sens des écoulements (émoussé plus accusé en direction de l'amont). Enfin, les cours d'eau souterrains peuvent s'écouler, dans certains cas, sous les accumulations clastiques au contact du bed-rock ; par dissolution puis par évacuation des petits fragments, ces eaux déstabilisent localement l'assise du remplissage clastique et entraînent des formes de tassement ou de soutirage (phénomène de tassement-dissolution de Ph. Renault, 1967-68).

Les sédiments clastiques endokarstiques peuvent également être l'expression d'une décompression de l'ensemble ou d'une partie du massif karstique ; c'est, par exemple, le cas classique des zones décomprimées situées à proximité des versants (E. Gilli, 1984). Les cavités situées dans ces zones présentent généralement de nombreux indices d'instabilité (effondrement de plafond, recoupement par des fentes de décollement, cisaillement des conduits...). Le recul des escarpements limitant un massif karstique, en dehors du fait qu'il peut recouper d'anciennes cavités, est à l'origine d'une déstabilisation mécanique progressive des conduits (en direction de l'intérieur du massif). Le scellement de ces remplissages clastiques par des dépôts stalagmitiques peut permettre, dans certains cas, de "dater" les grandes phases de recul des versants ou escarpements (Ph. Audra, J.J. Delannoy, F. Hobléa, 1993 ; Livre II, partie II, chapitre 2).

En dehors des secteurs souterrains situés à proximité des escarpements, il faut envisager les zones localisées sous les dépressions superficielles (dolines, vallons...) où s'exerce une moindre pression mécanique (E. Gilli, 1984). Dans notre domaine d'étude, la vaste salle d'effondrement du système Hundidero-Gato (Andalousie, *infra*), la Plaza de Toros, se situe exactement sous un profond vallon sec recoupant transversalement le réseau souterrain.

Enfin, l'agencement de certaines salles d'effondrement peut être consécutif à des variations d'origine paléoclimatique ; c'est, par exemple, le cas des salles situées sous d'anciens vallons glaciaires (E. Gilli, 1984). La fusion du glacier en provoquant une décompression mécanique locale peut favoriser des phénomènes de détente et d'effondrement dans une galerie préexistante, voire entraîner une nouvelle zone de faiblesse à l'intérieur du karst.

Ces quelques éléments de réflexion montrent, si besoin est, que les formations renvoient sans cesse aux formes qui elles-mêmes sont dépendantes du contexte global tant actuel que passé. Nous reviendrons sur ces notions lors des études régionales et dans la troisième partie de cet ouvrage.

En dehors des sédiments clastiques d'origine mécanique, il faut adjoindre les clastes d'origine climatique, notamment, dans le cas des massifs étudiés, ceux liés aux alternances gel-dégel. Ces clastes généralement de petites dimensions présentent une facture

bien particulière (forme en fer à repasser) et fort différente des débris d'origine mécanique. Ces gélifractions restent généralement localisés aux entrées des gouffres et grottes soumises directement aux fluctuations thermiques. Néanmoins, l'existence de courants d'air aspirants hivernaux peut contribuer à la propagation du froid sur plusieurs centaines de mètres à l'intérieur du réseau. De même la présence d'accumulation nivale (base des puits d'entrée) ou de glaciers souterrains (glacières) peut également contribuer à la gélification des parois et, donc, à la réalisation d'éboulis cryoclastiques internes. Les éboulis de surface (externes) d'origine périglaciaire peuvent (ont pu) être à l'origine du colmatage partiel ou total de réseaux situés à proximité de la surface (R. Maire, 1991). Dans le même ordre d'idée, on peut rencontrer au cœur d'un massif karstique des débris cryoclastiques ayant transité par des fissures ouvertes ou des puits d'absorption (J.J. Delannoy, 1992, et *infra* : Livre II, I Partie, Chap.3).

2.1.2. Les sédiments alluviaux

Bien que l'approche et les méthodes d'analyse des sédiments alluviaux endokarstiques s'apparentent à celles utilisées pour les dépôts alluviaux superficiels, il faut avoir conscience que le contexte géométrique du milieu souterrain (conduits) influence directement les dynamiques de transport et de sédimentation.

Trois approches complémentaires permettent d'aborder l'ensemble des enseignements karstogéniques contenus dans les sédiments alluviaux endokarstiques : l'une a trait à l'origine des débris, la seconde s'intéresse à leurs conditions de mise en place et la troisième traite de leur taille.

2.1.2.1. En fonction de l'origine du matériel alluvial

On distingue communément les sédiments autochtones, allochtones et parautochtones (Ph. Renault, 1967-68 ; B. Gèze, 1973 ; P. Sorriaux, 1982 ; Y. Quinif et C. Ek, 1988 ; Y. Quinif, 1991 ; R. Maire 1991 ; Y. Quinif, 1992) (Figure I.18).

Les sédiments autochtones proviennent de la roche encaissante (sédiments endogènes). Ils correspondent soit aux débris clastiques pris en charge par les écoulements souterrains, soit aux insolubles du calcaire. Ces derniers sont quantitativement peu importants étant donné que les réseaux souterrains se développent généralement dans des calcaires relativement purs. Néanmoins, l'existence de bancs plus gréseux ou marneux à l'intérieur du karst peut contribuer localement à l'accumulation d'épais sédiments détritiques endogènes.

A ces sédiments autochtones, on peut associer les sédiments parautochtones. Ceux-ci correspondent aux matériaux provenant de la surface du karst et ayant transité par le réseau de fissuration avant de se déposer dans les conduits souterrains. L'origine de ces matériaux

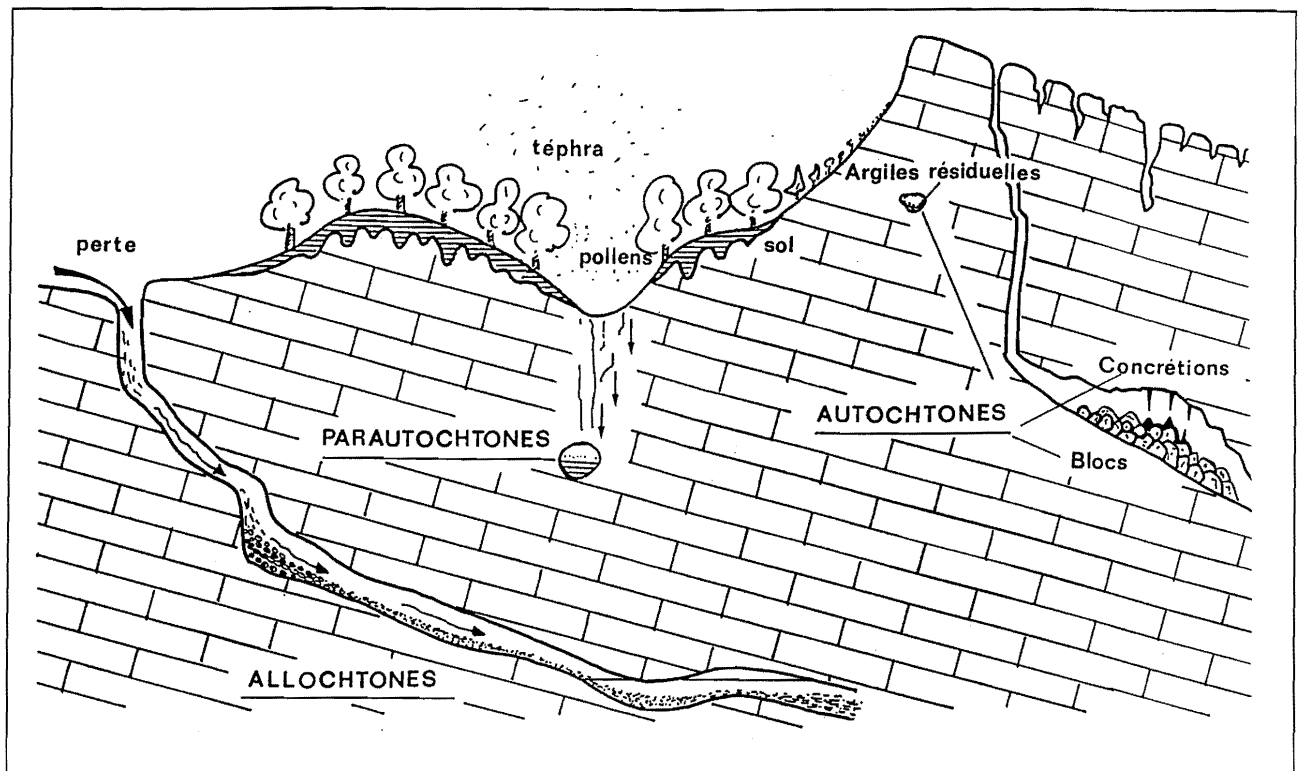


Figure I.18 - Présentation schématique des différents types de formations endokarstiques en fonction de leur origine (d'après Y. Quinif, 1991).

peut être fort diverse : il peut s'agir aussi bien d'anciennes couvertures pédologiques ou d'altération que d'apports exogènes comme des lœss, des retombées volcaniques ou des micro-restes paléontologiques. Ces deux derniers types d'apport permettent de caler, d'un point de vue chronologique, le remplissage parautochtone : celui-ci étant plus ou moins contemporain à la manifestation volcanique, ou à la microfaune. Ainsi, l'étude de la microfaune de cavités belges a révélé que certaines d'entre-elles se sont creusées durant le Dévonien supérieur (C. Ek et A. Poty, 1982) ; en Andalousie, sur la retombée méridionale de la Serranía de Ronda, la microfaune contenue dans une cavité a permis de caler le décapitage de celle-ci par un glaciaire d'ablation (*infra*, Livre II, II Partie, Chap. 3 de la Serranía de Ronda ; J.P. Aguilar et *al.*, 1993). On peut également retrouver dans l'endokarst des sédiments issus de terrains géologiques sus-jacents ayant été complètement digérés par l'altération superficielle et dont il ne reste sous-terre que les insolubles.

La reconnaissance de sédiments exclusivement autochtones et parautochtones à l'intérieur d'un massif karstique est particulièrement instructive d'un point de vue karstogénique puisqu'elle indique que le karst a toujours connu un fonctionnement unaire (*supra* : I Partie, 3.1.1.).

L'existence de sédiments allochtones (étrangers à la cavité et à la région karstique) à l'intérieur du karst signifie que celui-ci a connu au moins lors d'une période un fonctionnement binaire (*supra* : I Partie, 3.a., -1-). Ces

matériaux ont été généralement acheminés dans l'endokarst par des cours d'eau souterrains concentrés dès la surface (du karst). En fonction de l'ampleur du bassin d'alimentation, du régime hydrologique et de la nature de l'impluvium imperméable, des masses considérables de débris (galets, sables, argiles) ont pu (peuvent) transiter par l'endokarst et y être piégées (notions de transfert et piégeage). Comme le souligne Y. Quinif (1992), l'endokarst peut alors constituer un véritable musée du passé. En effet, ces sédiments sont comme de véritables traceurs dont il est possible de retrouver l'origine grâce, par exemple, à leur étude pétrographique ou de leurs minéraux lourds. C'est souvent grâce aux sédiments allochtones qu'il est possible de retrouver d'anciens fonctionnements du karst (J.J. Delannoy, 1992) ; tant en Vercors qu'en Andalousie, des karsts actuellement de type unaire ont fonctionné initialement ou auparavant en karst binaire (exemple des Coulnes ou de l'Antre de Vénus dans le Vercors, *infra* : Livre II, I Partie, Chap. 2 & 3).

Les sédiments allochtones peuvent avoir une autre origine bien spécifique : les moraines apportées par des glaciers externes au massif karstique. C'est par exemple le cas des moraines déposées sur la bordure nord-orientale du massif du Vercors par les grands glaciers alpins de l'Isère et du Drac-Romanche ; ce matériel morainique ayant été acheminé dans l'endokarst soit par des eaux d'origine glaciaire (pertes), soit ensuite par des eaux d'infiltration ou par des écoulements superficiels (Ph. Audra, 1993).

De par la seule origine du matériel détritique endokarstique, il est donc possible de saisir les fonctionnements hydrogéologiques d'un karst ainsi que, dans certains cas, l'âge approximatif ou absolu du sédiment (présence de téphras, de pollens, de rongeurs, de matériel morainique daté...) et donc d'une des phases de fonctionnement karstique.

2.1.2.2. En fonction de leur mise en place

La mise en place des sédiments alluviaux endokarstiques s'effectue en présence d'un écoulement possédant un régime soit d'écoulement libre, soit d'écoulement noyé.

En régime d'écoulement libre, la sédimentation est essentiellement fonction de la vitesse du courant, du débit et du régime des écoulements. Ces facteurs jouent à la fois sur la taille des débris pris en charge et déposés (*infra* : granulométrie), sur le type de transport (roulage, saltation, suspension) et sur la disposition du matériel alluvial (sédiments rythmés, entrecroisés, superposés...). Les études granulométriques et morphoscopiques des débris ainsi que des figures de sédimentation permettent, dans le cas d'anciens sédiments, de retrouver les caractéristiques hydrologiques des écoulements et de pouvoir les comparer avec les circulations actuelles. Cette approche permet d'aborder des fonctionnements hydrologiques anciens dont le contexte environnemental est ensuite à rechercher.

Le régime d'écoulement noyé englobe bien entendu l'ensemble de la zone noyée du karst. Comme nous l'avons déjà vu, le fonctionnement syngénétique ou paragénétique des conduits de la zone noyée commande directement la présence ou non de sédimentation (*supra* : IV, 1.a). En dehors de la zone saturée du karst, on peut localement rencontrer des secteurs où les circulations s'apparentent au régime noyé. C'est, par exemple, le cas des zones siphonnantes dans la zone non saturée du karst ou encore le

cas de mise en charge temporaire (période de hautes eaux) à l'amont d'un rétrécissement de galerie ; ce rétrécissement pouvant être d'origine géologique (strate plus résistante, fracture), ou être dû à un colmatage d'origine clastique, alluviale ou chimique.

Dans le cas de secteurs siphonnants accidentant ponctuellement la zone non saturée du karst et parcourus par des écoulements, on relève fréquemment le transect suivant : en amont, une sédimentation de type forcée qui passe progressivement à des dépôts de plus en plus fins. En fonction de la turbidité et de la vitesse des écoulements mais aussi de la longueur et de la section de la zone siphonnante, ce transect peut présenter de nombreuses variantes sédimentologiques. Quels que soient les caractères sédimentologiques de ce transect longitudinal, celui-ci apparaît particulièrement instructif puisqu'il permet de reconstituer le sens des écoulements dans des paléo-réseaux accidentés de secteurs siphonnants.

Dans le cas de mise en charge régulière de conduits situés en amont d'un rétrécissement ou d'une zone siphonnante, un enduit souvent très plastique peut recouvrir les parois des galeries, voire des puits ; l'existence-même de cet enduit, en dehors des conditions de sédimentation, dépend du degré de turbidité des écoulements (eaux allochtones, érosion de la couverture pédologique ou d'altération...). Dans certains cas, on relève une rétraction des argiles par ségrégation électrique des particules colloïdales qui est à l'origine d'une multiplicité de vermiculations ou de tâches argileuses sur les parois (A. Bini *et al.*, 1988 ; R. Maire, 1990).

Un réseau spéléologique doit son engorgement essentiellement à deux causes ; l'une liée à l'existence en aval d'un obstacle à la cinétique des écoulements (rétrécissement du conduit, zone siphonnante peu transmissive...) ; la seconde provoquée par une suralimentation hydrologique qui peut être occasionnelle

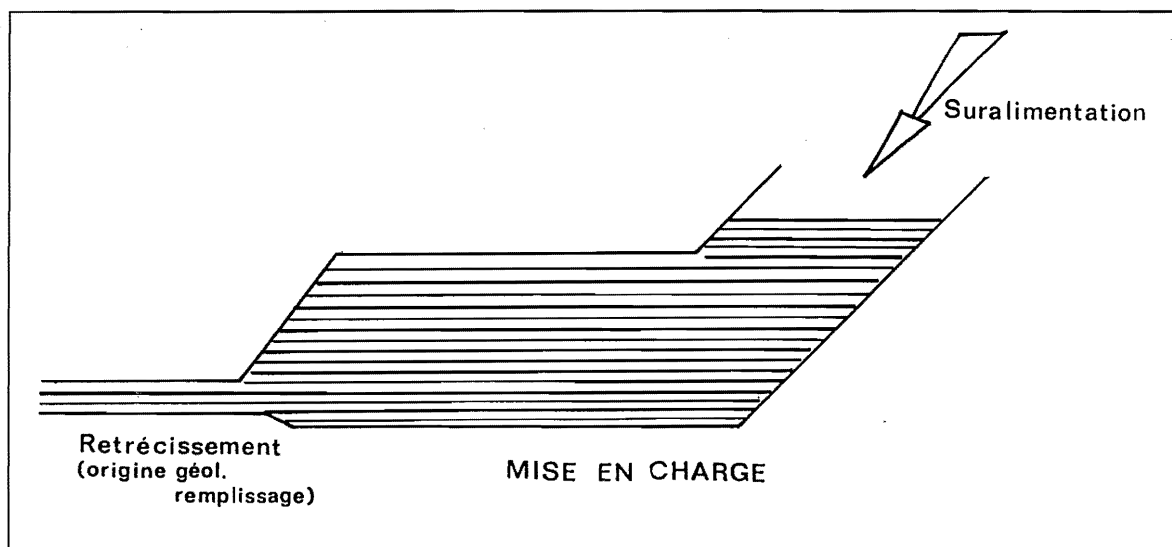


Figure I.19 - Exemple schématique de mise en charge d'un réseau de la zone vadose liée à une suralimentation et à un rétrécissement géométrique de la structure de drainage sous-jacente

(crue exceptionnelle) ou périodique (saison pluvieuse, fusion nivo-glaciaire...) (Figure I.19). Les varves souterraines s.s.(1) constituent un bel exemple de dépôts endokarstiques issus de l'enneiement périodique d'un conduit souterrain provoqué par les eaux de fusion glaciaire. Ce dépôt rythmé présente une alternance de varves. La varve correspond généralement à un couple annuel composé de deux lamines de couleur, d'épaisseur et de granulométrie différentes (Figure I.20). L'étude menée par R. Maire (1990) sur les dépôts varvés des gouffres alpins et pyrénéens souligne que la signification saisonnière des lamines n'est pas similaire à celles des varves glacio-lacustres externes (Magny, 1987). En effet, les varves souterraines supposent une sédimentation liée à un enneiement, or dans la zone vadose du karst cette situation hydrologique n'est effective que lors des crues de fusion estivale. Les travaux de G. Berthault (1986) semblent, par ailleurs, relativiser le caractère saisonnier de la couleur des lamines contenues dans les varves souterraines. Il montre, en effet, qu'en eau calme le dépôt en continu d'un sédiment hétérogranulaire donne naissance à des lamines, donnant l'illusion de lits successifs, mais résultant en fait d'un granoclassement périodique. De plus, il apparaît que l'épaisseur des lamines est indépendante de la vitesse de sédimentation mais croît avec l'écart des tailles extrêmes des particules sédimentaires. Dans cette perspective, l'épaisseur des lamines et leur régularité sur l'ensemble d'une même formation sédimentaire apparaissent liées à un apport sur une longue période de débris relativement homogènes d'un point de vue granulométrique ; cela suppose une relative stabilité, à la fois, fonctionnelle et temporelle de l'agent d'érosion qui fournit les débris. R. Maire (1990) montre que les sédiments fins contenus dans les varves souterraines sont généralement riches en carbonates dont l'origine est à rapporter à l'abrasion glaciaire sur le substrat calcaire ; en d'autres termes, ces dépôts fins carbonatés correspondent à une farine glaciaire amenée sous-terre par les eaux de fonte estivale. Dans ce contexte, le glacier constitue bien un agent d'érosion possédant une relative

stabilité dans son fonctionnement et dans le temps (échelle de la crise glaciaire). D'ailleurs, les travaux qui ont été réalisés sur ces dépôts, indiquent qu'ils sont présents exclusivement dans les karsts ayant été englacés durant le Pléistocène (J. Schröder et D. Ford, 1983 ; R. Gospodaric, 1985 ; R. Maire et Y. Quinif, 1988 ; Ph. Audra, 1994). La présence de ce type de remplissage est riche d'enseignements. Il permet de saisir un mode particulier de fonctionnement hydrologique : l'enneiement de certains conduits ; cet engorgement souligne que la structure hydrogéologique n'était pas totalement adaptée à l'afflux concentré et périodique d'eau d'origine glaciaire (structuration endokarstique antérieure ?). Il permet, par ailleurs, de mettre en évidence un contexte morpho-climatique bien particulier du karst : notamment la présence d'anciens appareils glaciaires dont les traces en surface ont pu être gommées ou masquées (érosion ultérieure, couverture forestière...). Il permet également d'aborder la morphologie et la structure endokarstique antérieure (fossilisation de certains conduits) et d'appréhender l'évolution postérieure des conduits (évacuation du remplissage...). Enfin, dans certains cas, l'existence de planchers stalagmitiques intercalés dans des dépôts rythmés permet, en dehors de leur propre signification, de caler par datation l'âge de ces formations ; un bel exemple d'une séquence sédimentaire présentant cette caractéristique est celle contenue dans la galerie Aranzadi du gouffre de la Pierre Saint Martin (Pyrénées Atlantiques, France) qui a été étudiée par R. Maire et Y. Quinif (1988).

2.1.2.3. En fonction de leur taille et de leur forme

Le dépôt des sédiments alluviaux dans les réseaux souterrains est, comme ailleurs, lié à deux facteurs en totale interdépendance : la vitesse du courant et la taille des grains ayant été transportés par les écoulements. En déterminant la granulométrie, c'est-à-dire la distribution des particules suivant leur taille, il est possible d'appréhender les conditions hydrologiques qui régnaient au moment du dépôt. Il est nécessaire de souligner que

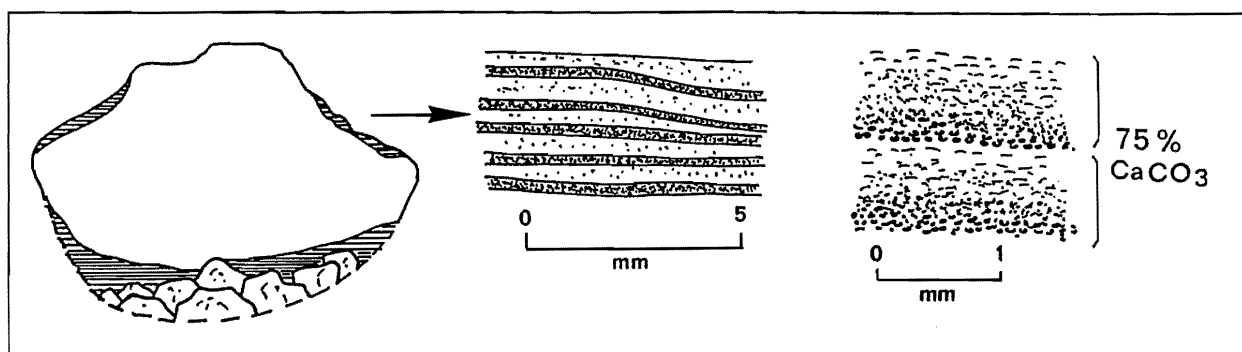


Figure I.20 - Exemple de dépôts varvés

Sur cette figure, on remarque que l'enneiement du conduit a été total si on se réfère aux remplissages argileux varvés au plafond de la galerie.

(1) Le terme de varve est employé ici dans son sens strict, c'est-à-dire un dépôt rythmé d'origine glacio-lacustre.



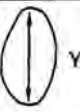
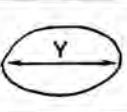


INCLINAISON		
ORIENTATION		
SENS MOUVEMENT		
TRANSPORT	GRAVITE	ÉCOULEMENT

Figure I.21 - Éléments de différenciation entre des formations grossières mises en place par gravité et écoulement

Y : grand axe de du galet

chaque grande classe granulométrique permet d'apporter des informations complémentaires. Classiquement, on parle de galets (20-2 cm), de graviers (2 cm à 5 mm), de granules (5 à 2 mm), de sables (2 à 0,02 mm), de limons (20 µm à 2 µm) et d'argiles (< 2 µm) (A. Cailleux, 1959).

-1- Les galets et graviers

En dehors de l'analyse pétrographique qui permet de définir l'origine du matériel, deux types d'étude peuvent être menés sur les galets et les graviers : la morphométrie et la disposition du matériel.

En tenant compte de la nature pétrographique du galet, la morphométrie permet d'appréhender le degré d'usure du matériel à partir de divers indices (aplati, émoussé, arrondi ; dissymétrique...), et de se faire une idée de l'importance de son transport (A. Cailleux et J. Tricart, 1959).

La disposition des galets nous renseigne sur le mode de dépôt. On distingue généralement deux aspects : l'orientation et l'inclinaison du galet. L'orientation, définie à partir du plus grand axe du galet (Y), rend compte de l'agent de transport (Figure I.21). Lorsque cet axe apparaît perpendiculaire au sens de propagation, le transport est fluvial, alors que s'il est parallèle, l'agent est commandé par la gravité (éboulis). L'inclinaison des galets par rapport au plan de stratification permet de distinguer les sédiments fluviaux (entre 12 et 35°) des dépôts gravitaires (< 10°) ; de même le sens de l'inclinaison diffère selon le mode de transport : les éléments relevant prédominent dans les sédiments fluviaux alors que c'est l'inverse pour les dépôts gravitaires. En fonction de ces données, il est donc possible de définir l'agent de transport et, en ce qui

concerne les écoulements, le sens du courant (relèvement vers l'aval). Il est également possible de déterminer approximativement la vitesse du courant sur le fond à partir de l'axe moyen (B) du galet qui se situe dans l'axe du courant, à partir de la courbe expérimentale de E.J. Helley (1969) (Figure I.22 et I.23). A titre d'exemple, un galet de 20 cm d'axe moyen nécessite une vitesse minimum du courant de fond de 70 cm/s (2,5 km/h) pour être transporté(1).

En dehors de la disposition des galets, il est intéressant de prendre en compte les structures syn-sédimentaires qui affectent l'ensemble d'un remplissage détritique (du galet au limon). Les principales structures rencontrées sous-terre sont les suivantes :

- les barres latérales en appui sur les parois ou sur un dépôt antérieur excavé en terrasse. Il est possible dans le cas de profils longitudinaux suffisamment longs de retrouver le sens des écoulements (matériel plus grossier en amont) ;
- les barres de méandre avec accumulation du matériel plus grossier sur la paroi concave et plus fin sur la paroi convexe. Cette structure a été observée aussi bien en régime vadosé qu'en secteur siphonnant (J.J. Delannoy, 1995) ;
- des structures latérale et verticale d'accrétion dues à des variations de calibre du conduit. Ce type de structures est particulièrement visible au débouché d'une galerie étroite, ou d'un niveau siphonnant dans la zone vadosé.

La reconnaissance de ces structures corrélée avec la disposition des galets et l'étude granulométrique des sables permet d'appréhender les caractères et sens des paléo-écoulements (Tableau I.3).

Stratification (type)	Orientation /mouv'	Inclinaison (type)	Inclinaison (degré)	Indice (1) Emoussé	Indice (2) Aplatiss'	Type de dépôt
Horizontale	Orthoclinale	Relevante	12-35	150-200	1,5-2	Fluvial
Oblique	Parallèle	Descendante	2-10°	<100	>3 (gélifr')	Eboulis grav.
Absence	Parallèle	Indifférente	Ø	Ø	Ø	Coulée boue
Absence	Absence	Indifférente	Ø	<100	Ø	Moraine

Tableau I.3 - Traits sédimentologiques et morphométriques des dépôts de galets en fonction du mode de transport

(1) La vitesse du courant sur le fond ne doit pas être confondue avec celle des courants supérieurs prenant en charge les éléments fins.

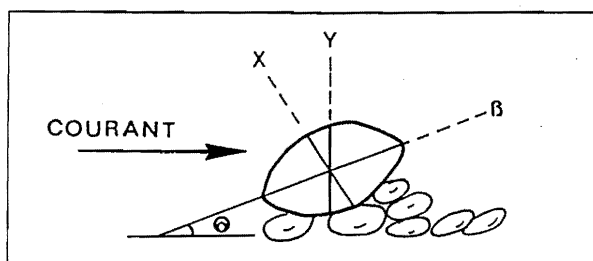


Figure I.22 - Disposition d'un galet mis en place par des écoulements

Le grand axe (Y) est perpendiculaire à l'axe des écoulements alors que l'axe moyen (B) se dispose parallèlement aux écoulements.

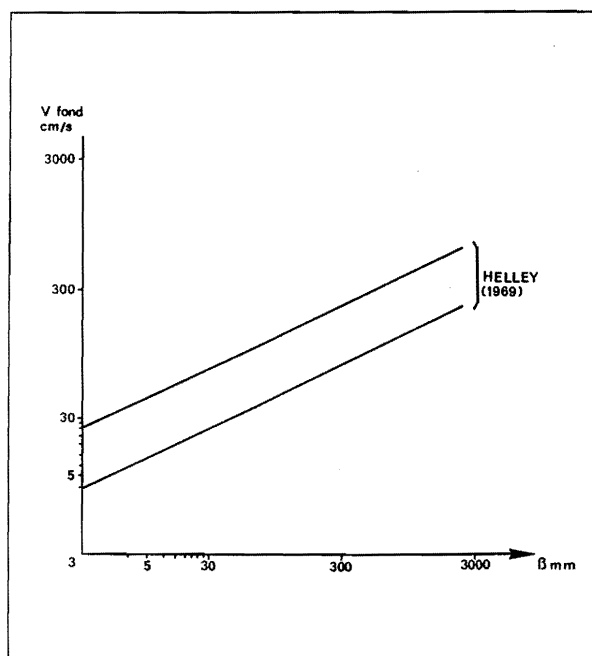


Figure I.23 - Estimation de la vitesse des écoulements de fond à partir du diagramme d'Helley (1969)

V : vitesse des écoulements de fond ; B : axe moyen du galet

Le diagramme expérimental d'Helley permet d'estimer la vitesse des écoulements de fond à partir de l'axe moyen des galets ayant été charriés par les eaux.

Exemple de lecture : pour un axe moyen des galets d'environ 60 cm, la vitesse minimum nécessaire pour les transporter est de 180 cm/s (6,5 km/h).

Les informations qu'on peut déduire à partir de ces indices, nécessitent une multiplicité de mesures (au minimum une centaine) qui sont généralement à effectuer sur le site-même.

Les sables et argiles

En ce qui concerne les techniques granulométriques des sables et argiles, nous renvoyons le lecteur à l'ouvrage de A. Rivière (1977). Les données granulométriques sont généralement représentées par des courbes cumulatives ou de fréquence, ou exprimées par des indices définis sur les courbes à partir des fractiles (pour les sables) ou calculés numériquement (indice d'évolution globale pour

les argiles). C'est par l'intermédiaire de ces courbes et/ou indices qu'on peut aborder le degré de classement (ou de tri) du sédiment, et, par incidence, son mode de dépôt (dépôt forcé, décantation...). Ils permettent également de mettre en évidence des remaniements et/ou des mélanges de matériaux de diverses origines (courbe plurimodale) ; le calcul du coefficient d'acuité (ou d'angulosité) est, dès lors, intéressant car il permet de mesurer la prédominance d'une des populations du sédiment.

Dans notre travail, en dehors des courbes et indices granulométriques classiques (de classement, d'hétérométrie...), nous utiliserons deux diagrammes particulièrement intéressants par leur conception et leur utilisation : celui de Hjulström (1935) et celui dit du "Médiane Centile" (M.C.) de Passega (1967).

Le diagramme de Hjulström (Figure I.11), déjà abordé dans l'étude des "galeries paragenétiques", présente un double avantage. Le premier intérêt est de mettre en relation le seuil de sédimentation des particules avec la vitesse du courant ; les différentes familles de sédiment se déposent en dessous des seuils de vitesse suivants : les argiles, 0,1 mm/s ; les limons, 1 mm/s ; les sables fins, 1 cm/s ; les sables moyens, 5 cm/s ; les sables grossiers, 10 cm/s ; les granules, 50 cm/s et les graviers, 1 m/s (pour les galets, le diagramme de Helley apparaît plus approprié dans le sens où il traite du courant de fond ; Figure I.23). Le second avantage de ce diagramme est de mettre en relation le seuil d'érosion des mêmes particules avec la vitesse du courant. On constate que les dépôts fins sont les plus difficilement mobilisables puisqu'ils réclament des vitesses supérieures à 1 m/s pour les limons et à 2,5 m/s pour les argiles, soit un facteur de 1000 à 30 000 par rapport aux seuils entraînant leur sédimentation ! Lorsqu'on rapporte ces vitesses engendrant l'érosion des sédiments fins au contexte morphologique où ils se déposent normalement (galeries présentant de faible déclivité), on comprend mieux la place prédominante des argiles et des limons sous terre. Cette spécificité est intéressante pour le karstologue puisqu'en présence d'argiles ou de limons il a plus de chance d'étudier un dépôt non remanié et ancien. L'aspect homogène des sédiments fins renforce, par ailleurs, leur faculté de conservation. Cela explique la fréquente conservation des sédiments fins dans les drains paragenétiques. Par contre, en ce qui concerne les sables grossiers et les graviers, le facteur entre les seuils de vitesse favorisant la sédimentation ou la mobilisation n'est plus respectivement que de 5 et 2 ! Ce qui signifie qu'une simple crue est capable de remobiliser ces sédiments qui présentent, de ce fait, une forte probabilité d'être, vers l'aval, mélangés à d'autres populations.

L'utilisation, à bon escient, du diagramme de Hjulström, notamment afin de déterminer la vitesse des paléo-écoulements, nécessite de raisonner en fonction du contexte morphologique du sédiment étudié ; les conditions de sédimentation ou de mobilisation des particules n'étant, bien entendu, pas les mêmes selon le

profil longitudinal (galerie plus ou moins déclinée) et transversal (conduit elliptique, à fond plat, en canyon...) de la galerie. C'est pourquoi il est fondamental d'échantillonner en divers secteurs d'une même galerie, et, si possible, le long de deux transects perpendiculaires.

Le diagramme M.C. de Passega présente un tout autre intérêt (Figure I.24). Il permet, d'une part, de caractériser de façon simple et efficace le mode de transport d'un sédiment (décantation, saltation, roulement...) et, d'autre part, de rassembler sur un même graphe les résultats émanant de plusieurs types de dépôt appartenant soit à une même galerie, soit à un même type de conduits... Cette seconde caractéristique présente l'avantage de pouvoir visualiser l'évolution sédimentologique d'un même secteur et, de là, s'interroger sur les causes des éventuelles variations sédimentologiques. L'usage de ce diagramme est simple (R. Passega, 1969 ; A. Rivière, 1977) ; on porte en ordonnées le centile supérieur (qui correspond au grain le plus grossier du sédiment) et en abscisses la médiane. Les points ainsi obtenus pour différentes analyses se distribuent dans des courbes-enveloppes caractéristiques d'un mode de transport donné. A titre d'exemple, les sédiments de décantation totale se situeront en bas à gauche alors que les dépôts par roulement se positionneront en haut à droite.

Les études granulométriques sont généralement associées à des investigations classiques comme la morphoscopie des sables, la calcimétrie, la détermination des minéraux lourds, la détermination minéralogique des

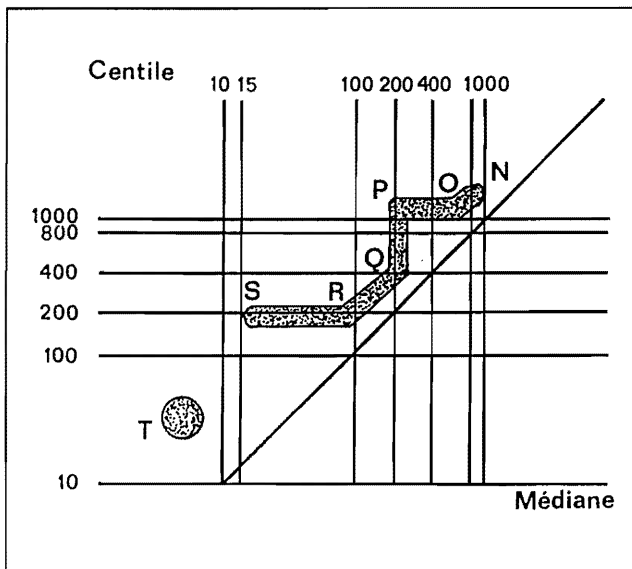
argiles auxquelles il faut adjoindre des analyses plus spécifiques comme la palynologie, l'exoscopie des quartz, la détermination des minéraux d'origine volcanique, la thermoluminescence, l'analyse des oligo-éléments... ; l'ensemble de ces analyses permettant d'identifier l'origine et l'histoire du matériel. Nous ne traiterons pas ici de ces différentes techniques (A. Cailleux et J. Tricart, 1959 ; Y. Quinif, 1978 ; Géologie de la Préhistoire, 1987). Signalons simplement que la morphoscopie des sables permet de mesurer le degré d'usure des grains et donc d'appréhender l'importance de leur cheminement ; comme pour la morphométrie des galets, il est essentiel de tenir compte de la nature pétrographique des éléments. De même pour que cette analyse ait un sens, il est nécessaire de distinguer les éléments endogènes et exogènes ; ces derniers ayant pu acquérir leur degré d'usure à l'extérieur du karst. La détermination minéralogique des argiles permet, pour sa part, de renseigner sur l'origine de ces sédiments piégés sous terre (argiles résiduelles, anciennes altérites, farine glaciaire...) et dans certains cas sur les conditions environnementales contemporaines de leur néoformation. Nous reviendrons, dans les études régionales, sur l'ensemble des informations qu'on peut obtenir de ces analyses ; de même, nous renvoyons le lecteur à la synthèse sur les remplissages détritiques réalisée par R. Maire dans sa thèse (1990 ; Chap. IX).

2.1.3. Conclusions

Par les différentes approches, ici présentées et qui sont à la portée de tous, une étude bien menée sur des sédiments détritiques est capable de nous renseigner sur les anciens fonctionnements du système karstique (unaire, binaire), sur l'origine du matériel (autochtone, parautochtone, allochtone), sur les paléo-conditions hydrologiques (sens de l'écoulement, vitesse du courant, débit), sur les modes de transport (gravité, courant d'air, écoulement), sur les conditions de sédimentation (dépôt forcé, décantation...), sur l'histoire du sédiment (dépôt "initial", dépôt remanié, type de remaniement...) et sur leur relation plus ou moins directe avec l'environnement endokarstique (blocs-galerie d'effondrement ; argiles de décantation-zone noyée, varves-ennoiment...) et extérieur (altérites piégées). (Tableau synoptique I.4). Les dépôts chimiques apportent toute une série d'informations complémentaires.

2.2. Les sédiments chimiques

Les dépôts chimiques sont les formations les plus emblématiques du monde souterrain. Il existe une importante diversité minéralogique ; C.A. Hill et P. Forti (1986) en dénombrent plus d'une centaine ! Dans cette étude, nous nous intéresserons plus particulièrement aux formations stalagmitiques (stalactites, stalagmites, planchers stalagmitiques...) ou spéléothèmes qui contiennent de nombreuses informations d'ordre



**Figure I.24 - Le diagramme de Passega
(in Rivière, 1977)**

Diagramme bilogarithmique du premier centile.

T : dépôts de décantation totale ; S-R : dépôts de suspension uniforme (vitesse faible, pas de classement) ; R-Q : dépôts de suspension gradée (charge dépassant la capacité de transport) ; Q-P : dépôts de sédiments transportés par roulement et suspension ; P-O : dépôts comportant de plus en plus d'éléments roulés ; O-N : dépôts de grains roulés uniquement.

spéléogénique, karstogénique et environnemental. Ces formations endokarstiques qui sont quantitativement les plus présentes, sont constituées essentiellement de carbonates de calcium, dont la principale variante minéralogique est la calcite.

2.2.1. Rappel sur les conditions de formation des spéléothèmes

La formation d'un spéléothème résulte de la précipitation des carbonates mis en solution par les processus de dissolution sus-jacents. Dans l'approche systémique du karst qui est la nôtre, il est essentiel de s'intéresser aux flux des trois phases suivantes à

MODE DE MOUVEMENT	MECANISME INITIAL	MECANISME SECONDAIRE	FAMILLE DE DEPOT
ABSENCE DE MOUVEMENT OU DE TRANSPORT	Dissolution de la roche encaissante		Produit de décalcification <i>in situ</i> (argiles résiduelles, arènes dolomitiques)
PROVOQUE PAR LA GRAVITE	Effondrement		Chaos ouvert de blocs
	Effondrement	Dissolution blocs Sous-jacents	Chaos fermé de blocs (affaissement dissolution)
	Gélifraction porche, entrée puits		
	Gélifraction surface, puits	Transit assisté par neige ou eau	Eboulis lité, cône d'éboulis... (parautochtones)
	Corrosion de la roche encaissante	Déplacement par gravité via le réseau de fentes	Produit de décalcification (absence de struct. sédimentaire)
	Altération superficielle	Déplacement par gravité via le réseau de fentes	Altérite piégée (absence de structure sédimentaire)
MODE DE TRANSPORT	FONCTIONNEMENT	ORIGINE DU MATERIEL	FAMILLE DE DEPOT
TRANSPORT PAR LES EAUX COURANTES	Unaire	Effondrement	Galets
		Ecroulement	
		Gélifracsts	Graviers, granules
		Produits de décalcification (1) : calcaires "purs"	Présence : structure sédimentaire (litage) Argiles résiduelles (illite prédominante)
		calcaires gréseux calcaires marneux calcaires silex dolomies	Sables, limons Limons, argiles Galets à granules Sables
		Altération superficielle	Argile Présence structure sédimentaire et de kaolinite
	Binaire	Perte d'un cours d'eau exogène	Galets, sables, argiles dont la pétrographie est différente du substrat encaissant, et présentant un fort émoussé
		Perte d'écoulement d'origine glaciaire	Sables fins et "farine glaciaire" carbonatés Possibilité de varves si ennoisement du réseau
		Perte glaciaire	Moraines

Tableau I.4 - Les principaux types de dépôts endokarstiques détritiques en fonction de leur mode de transport et de leur origine.

(1) Le choix de ces calcaires est guidé par les assises en présence sur notre domaine d'étude.

l'intérieur du karst : $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$; comme nous l'avons précisé dans la première Partie de ce Livre (*supra*), ces trois phases qui sont le moteur, à la fois de la dissolution et de la précipitation, sont sous la double dépendance des conditions internes au système karstique (contexte géologique *s.l.* et modes de circulation des eaux d'infiltration) et des conditions externes au système (bioclimatiques et pédologiques : H_2O et CO_2).

L'eau d'infiltration chargée de dioxyde de carbone, provenant pour l'essentiel de la couverture biopédologique, réagit avec le carbonate de calcium de l'encaissant pour donner des ions solubles bicarbonates et calcium. La précipitation des ions Ca^{++} et CO_3^{--} est l'expression d'un rééquilibrage physico-chimique faisant suite à un état de sursaturation de la solution.

Dans le cas des spéléothèmes des secteurs étudiés, l'origine de cet état de sursaturation est essentiellement liée au phénomène de dégazage, c'est à dire la libération d'une partie du CO_2 contenu dans la solution vers l'atmosphère du vide souterrain. Cette libération est favorisée par la faible pression partielle de CO_2 des galeries par rapport à celle des solutions percolantes. En effet, celles-ci se sont mises à l'équilibre chimique en présence de fortes pressions partielles de CO_2 dans les horizons superficiels du karst, notamment au niveau de la couverture biopédologique. Du fait de l'évasion du CO_2 dans l'atmosphère des conduits souterrains, les eaux (dans le cas où au cours de cette réaction physico-chimique, elles deviennent sursaturées en carbonates) vont précipiter les carbonates en excès afin de retrouver un état d'équilibre. Le CO_2 libéré par cette réaction dans les vides souterrains va progressivement constituer des réserves en dioxyde de carbone qui jouent un rôle non négligeable dans les processus de dissolution dans la masse profonde du karst (M. Bakalowicz, 1979 et *infra* : dissolution). Les travaux de Dixon et Hands (1957), H. Roques (1969), W. Dreybrodt (1980, 1981, 1985) décrivent les processus de dégazage de la solution au niveau de la percolation d'une goutte au plafond d'un vide karstique (stalactite), lors de la chute de la goutte d'eau et de son impact au sol (stalagmite) ; nous renvoyons le lecteur à ces références pour de plus amples informations.

Il existe d'autres processus susceptibles de provoquer un état de sursaturation de la solution :

-l'évaporation et la congélation des eaux d'infiltration qui, pour des raisons différentes, entraînent un départ plus ou moins important du CO_2 dissous dans l'atmosphère. Dans le premier cas, on aura des fleurs de calcite à la surface de bassins calmes et, dans le second cas, la formation de calcins (C. Hendy, 1971 ; C. EK, 1986, R. Maire, 1990) ;

- la participation des organismes vivants, consommateurs de CO_2 , qui est bien connue dans la formation des tufs et encroûtements extérieurs (cf. *supra* : Chapitre 1, 3.3 ; dans l'endokarst, des formations microstromatolitiques ont été observées par R. Maire (1990) et D. Genty (1992).

Au niveau de l'endokarst, ces processus (évaporation, cryoségrégation et l'activité biologique) restent, apparemment, secondaires.

Par leur mode de formation, les spéléothèmes semblent directement liés aux processus d'érosion sus-jacents qui sont, eux-mêmes, sous l'étroit contrôle des conditions extérieures (climatiques et bio-pédologiques). Il faut également prendre en compte les paramètres internes du karst, comme le degré d'ouverture des fissures, la vitesse d'infiltration, les conditions atmosphériques...

Utiliser les spéléothèmes comme outils karstogéniques et paléoenvironnementaux nécessite de connaître les principaux facteurs externes et internes susceptibles d'engendrer le concrétionnement endokarstique.

2.2.1.1. Les facteurs externes

Le concrétionnement, tout comme l'action corrosive des eaux d'infiltration, dépend en grande partie du contexte bio-climatique et plus particulièrement de la couverture pédologique. C'est au niveau de cet interface qu'est produit l'essentiel du CO_2 par l'action des micro-organismes qui sont, eux-mêmes, dépendants des conditions climatiques ($t^\circ\text{C}$, P, caractère saisonnier...) et de la fourniture en débris végétaux (P. Pesson, 1971)(1). L'épaisseur du sol joue un double rôle : il régule l'infiltration des eaux et indirectement le régime des concrétions ; il conditionne le temps de contact de l'eau avec le sol et ses composés et permet donc une meilleure approche des équilibres physico-chimiques. Le taux de réalisation de ces équilibres étant, également, sous dépendance de la température qui, elle-même, influe sur la solubilité du CO_2 . Enfin, l'intensité et la répartition des précipitations se répercutent directement sur l'importance et le régime des infiltrations et du transport de la solution.

De l'ensemble de ces paramètres, en grande partie intercorrélés, il ressort que le contexte biotassique est éminemment favorable au concrétionnement souterrain. Du fait de la relation privilégiée "contexte biotassique-concrétionnement", toutes formes de variation du contexte bio-climatique se répercutent sur la dynamique du concrétionnement. Cette interdépendance du concrétionnement vis-à-vis des conditions extérieures est fort bien illustrée par L. Jakucz (1977), qui a travaillé sur les incidences du déboisement en Hongrie : l'érosion partielle du sol, la moindre production de CO_2 , la moindre régulation des infiltrations, le moindre temps de réaction

(1) White (1976) a évalué la différence de $p\text{CO}_2$ existant à l'entrée du système karstique : la $p\text{CO}_2$ atmosphérique est de $10^{-3,5}$ atmosphère alors que celle contenue dans les sols est de 10^{-1} atmosphère. Ce qui est intéressant, ce ne sont pas les valeurs en elles-mêmes car non transférables d'un système à un autre, mais le rapport entre ces deux valeurs ; il met en valeur, si besoin est, le rôle fondamental de la couverture pédologique dans la karstification *s.l.* (dissolution, flux, précipitation, redistribution du CO_2 dans la masse inférieure du karst...). Pour mémoire, la pression partielle d'un gaz dans un volume correspond à la pression qu'exerce ce gaz s'il était seul à occuper ce volume. Si un mélange gazeux est uniquement composé de CO_2 , la $p\text{CO}_2$ est de 1 ; au cas où il n'y a pas de CO_2 dans ce mélange gazeux la $p\text{CO}_2$ sera est de 0.

dans la pédosphère, l'accroissement de la turbidité sont autant de paramètres ayant modifié les conditions du concrétionnement. Dans le même ordre d'idée, les recherches menées actuellement dans les grottes de Choranche (Vercors) sur les concrétions fonctionnelles depuis l'Holocène ont permis de mettre en évidence l'impact sur le concrétionnement de l'exploitation forestière dans le massif des Coulmes durant le Moyen Age et les XVIII^e et XIX^e (charbonnières) (Y. Perrette, 1996).

Le karst, grâce à sa capacité d'enregistrer les modifications environnementales par l'intermédiaire de son concrétionnement, constitue un outil performant pour aborder les impacts anthropiques sur le milieu.

Dans le cas des karsts de montagne, cette relation entre le contexte bio-climatique et le concrétionnement intervient sur la localisation des spéléothèmes dans les réseaux souterrains. Dans son étude sur les cavités alpines et pyrénéennes, R. Maire (1990) met en valeur une étroite corrélation entre le concrétionnement holocène et la situation des spéléothèmes sous les étages alpin, subalpin et montagnard ; le concrétionnement se développant essentiellement sous le domaine forestier montagnard.

Enfin, du fait de cette relation privilégiée, les spéléothèmes constituent des outils performants pour détecter les variations paléoclimatiques, notamment durant le Pléistocène. De nombreux travaux ont démontré que les optima climatiques pléistocènes se caractérisent statistiquement sur l'ensemble de l'hémisphère nord par le développement de spéléothèmes (R.S. Harmon *et al.*, 1977 ; T.C. Atkinson *et al.*, 1978 ; M. Gascoyne et D.C. Ford, 1984, P.L. Smart *et al.*, 1989 ; Y. Quinif et B. Bastin, 1989 ; R. Maire, 1990).

2.2.1.2. Les facteurs internes

Si les conditions environnementales extérieures commandent, en grande partie, le concrétionnement endokarstique, il est fondamental de ne pas négliger les facteurs propres au karst qui peuvent favoriser ou non la formation des spéléothèmes. Il y a lieu de différencier, ici, trois niveaux d'échelle spatiale :

- le contexte géologique en tant que paramètre d'état du système karstique ;
- le degré d'évolution de la structure de drainage karstique ;
- les conditions existant au niveau des vides souterrains où on observe un concrétionnement.

-1- La prise en compte du contexte géologique

A partir de l'apport initial en CO₂ biogénique, la charge minérale des eaux de percolation sera plus ou moins forte en fonction du temps de contact de la solution avec la roche encaissante. Ce temps de contact dépend de la nature lithologique (porosité, composition) et de la géométrie (fissuration) du milieu. Cette fissuration est liée soit aux contraintes tectoniques qui se sont exercées (ou s'exercent) sur le massif étudié, soit aux phénomènes de décompression mécanique (proximité de la surface et/ou

d'un versant).

Généralement, les roches carbonatées se caractérisent par l'existence d'une intense fissuration à proximité de la surface. Au delà de cette tranche épidermique de quelques mètres, la fissuration de la masse carbonatée est moindre et a donc pour effet de créer une perméabilité différentielle. Cette "moindre perméabilité" relative en profondeur a, parfois, pour effet de favoriser la mise en charge d'une nappe temporaire. L'eau stockée au niveau de cet aquifère épikarstique se caractérise par une teneur en CO₂ élevée et par une saturation quasi-systématique vis-à-vis des carbonates (M. Bakalowicz, 1979). Du fait de sa situation, cet aquifère en connexion avec la structure de drainage endokarstique va être particulièrement sensible aux variations climatiques saisonnières. Lors des saisons humides, le temps de résidence des eaux dans l'aquifère épikarstique sera moindre (effet chasse d'eau) qu'en période sèche, ce qui explique leur moindre teneur en pCO₂ et en carbonates dissous. Aux paramètres pluviométriques, il faut également adjoindre le caractère saisonnier de production de CO₂ dans le sol. Lorsqu'on est en présence de tels aquifères, il est donc essentiel de prendre en compte le contexte bio-climatique pour saisir les variations de flux de CO₂ et de carbonates dans l'endokarst.

A cette fissuration privilégiée dans la tranche épidermique du karst (paramètre d'état contrôlé par les conditions géomorphologiques), il faut prendre en compte les phénomènes de détente mécanique liée à la proximité d'un versant ou d'un escarpement qui peuvent favoriser un transfert rapide des eaux d'infiltration dans la masse carbonatée.

Enfin, il faut tenir compte des éléments en présence dans la roche encaissante. T.C. Atkinson (1983) a mis en évidence la formation actuelle de concrétions dans une cavité située sous le glacier Columbia (Rocheuses de l'Alberta, Canada), c'est à dire en l'absence potentielle d'un apport initial en CO₂ biogénique ce qui est en apparence contradiction avec ce qui a été rapporté précédemment. Dans ce cas, le concrétionnement est dû à la présence de pyrite dans l'encaissant dont l'oxydation fournit du CO₂ et de l'acide sulfurique qui sont pris en charge par les eaux de percolation. Les autres cas favorables à la précipitation de la calcite, en l'absence de CO₂ biogénique, correspondent à un environnement lithologique associant le calcaire à du gypse et à de la dolomite (T. Muxart et P. Birot, 1977 ; J. Nicod, 1976, 1992).

-2- Le degré d'évolution de la structure de drainage karstique

La charge minérale des eaux d'infiltration étant dépendante du temps de contact entre les trois phases du système (H₂O-CO₂-Ca CO₃), il est fondamental de prendre en considération le degré d'évolution de la structure de drainage karstique.

Dans le cas d'une structure peu évoluée (d'un point de vue hydrogéologique), le temps de contact entre les 3 phases sera long et la solution percolante aura la possibilité de tendre vers l'équilibre. Cette situation favorable à une forte charge minérale des eaux ne l'est paradoxalement pas spécialement pour le concrétionnement. En effet, dans ce cas, les vides souterrains, dépendant de cette structure de drainage et susceptibles de provoquer le concrétionnement, sont forcément réduits. Ici, Le seul cas favorable au concrétionnement est le recouplement par les eaux d'infiltration de conduits appartenant à des paléo-structures de drainage karstique ; encore faut-il que le degré d'ouverture des fissures soient suffisamment marqué pour permettre l'émergence dans le conduit des eaux incrustantes.

Pour un même cadre morpho-structural et environnemental et dans le cas d'une structure de drainage évoluée (toujours d'un point de vue hydrogéologique) ou présentant un réseau ouvert de fissures d'origine mécanique, les eaux de percolation qui débouchent à la voûte d'une galerie, présentent une moindre minéralisation ; la rapidité de transfert des infiltrations dans la zone vadose a pour effet de réduire le temps de contact entre les trois phases, la minéralisation des eaux, et, de ce fait, les possibilités de concrétionnement. De plus, le caractère plus ou moins développé de la structure de drainage peut influencer le débit des concrétions ; or les expérimentations de T. Pobeguïn (1967) et W. Dreybrodt (1980, 1981) ont mis en évidence qu'avec un débit trop rapide, le CO_2 n'a pas le temps de dégazer au niveau du point d'alimentation (exutoire de la fissure au plafond du vide karstique) et, de fait, contrarie tout phénomène de concrétionnement à la voûte. Le concrétionnement au sol dépendra, quant à lui, de la configuration topographique. Dès lors qu'on travaille sur une structure de drainage évoluée, il apparaît important dans l'étude du concrétionnement de s'intéresser au régime du débit des concrétions et de croiser celui-ci avec les variations saisonnières de production en CO_2 exogène. Enfin, deux causes peuvent entraîner le concrétionnement dans une telle structure : la ventilation des conduits souterrains qui favorise l'évasion du CO_2 , et l'épaisseur des terrains carbonatés sus-jacents qui prolonge les temps de contact entre les trois phases (cf. *infra* : étude du site expérimental de Choranche).

Pour la commodité du discours, nous avons opposé, ici, structure de drainage karstique peu évoluée et évoluée. Cela est bien entendu plus complexe et il faut prendre notamment en compte les différents régimes des écoulements qui traversent la masse karstique. Comme nous l'avons déjà précisé dans le Chap. 1 de cette partie, deux types d'infiltration ont été mis en évidence dans la zone vadose du karst (M. Bakalowicz, 1979) :

- les infiltrations rapides qui empruntent les discontinuités géologiques (joints de stratification, fracturations...) et les vides élargis par la karstification ; en règle générale, ces eaux possèdent des teneurs en CO_2 élevées, sont sous-saturées en carbonates et se caractérisent par de fortes variations saisonnières de CO_2 et de débit ;

- les infiltrations lentes utilisent, quant à elles, la porosité et la fissuration n'ayant pas été agrandies par la karstification ; le régime de ces écoulements s'apparente à celui des terrains poreux et à un fonctionnement diphasique. Ces eaux se distinguent par des teneurs moyennes en CO_2 , une saturation quasi-systématique vis-à-vis des carbonates et par une faible variabilité temporelle. De plus, comme le souligne M. Bakalowicz (1979), du fait d'une plus grande surface et durée de contact entre l'air et l'eau, l'eau d'infiltration lente est particulièrement sensible aux variations de la $p\text{CO}_2$ de l'air dans la zone d'infiltration, ce qui se traduit par des variations permanentes du taux de saturation.

L'étude des débits des concrétions dans la grotte de Coufin (Choranche-Vercors) met en évidence la complexité des vitesses de transfert et de modes d'infiltration dans la masse calcaire (rapide, lente, différée) qui se traduit, entre autres, par des vitesses de concrétionnement différentes (*infra* : Choranche).

Il faut, enfin, prendre en compte le cas spécifique du fonctionnement binaire d'un système karstique. Dans ce cas, les caractères chimiques des eaux issues d'un écoulement superficiel se perdant dans la masse karstique sont extrêmement variables puisqu'ils sont dépendants de la nature des roches sur lesquelles s'est écoulé le cours d'eau de surface et du temps de contact avec ces terrains. En règle générale, on relève une faible minéralisation de ces eaux du fait des faibles teneurs en CO_2 dissous et une quantité de matières organiques dissoutes non négligeable.

Cette diversité des écoulements à travers la masse karstique selon le degré d'évolution de la structure de drainage karstique et de son fonctionnement (unaire ou binaire) engendre une importante hétérogénéité de la qualité chimique des eaux d'infiltration susceptibles de participer au concrétionnement.

-3- Les caractères internes au niveau des vides karstiques

En dehors des facteurs liés au contexte géologique et à la structure de drainage, le concrétionnement peut être influencé par les caractères internes du conduit comme la $p\text{CO}_2$ atmosphérique, la ventilation, le degré hygrométrique, et la température, soit un ensemble de paramètres qui vont conditionner la précipitation des carbonates (dégazage, évaporation, cryoségrégation...)(1).

(1) A ces principaux paramètres conditionnant la précipitation de la calcite, il faut adjoindre le rôle parfois non négligeable des micro-organismes et relais bactériens (Castanier, 1987).

Les caractères atmosphériques du conduit sont, en grande partie, dépendants des conditions extérieures (altitude, climat, variations saisonnières...), des données morphologiques de la cavité (une ou plusieurs entrées...), et des spécificités karstogéniques (degré plus ou moins de la fissuration...) (Ph. Renault, 1971, 1972, 1979 ; J. Choppy, 1982). Par ailleurs, dans le cas d'écoulement souterrain, il faut adjoindre l'agitation de l'eau provoquée par une accentuation de la déclivité, la présence de petites ruptures de pente ou de parcours cascading, qui favorise la libération du CO₂ et le concrétionnement (gours, coulées, cascades stalagmitiques).

Outre ces paramètres spéléologiques, il faut tenir compte de l'état de la paroi, notamment de la présence sur le pourtour du conduit d'enduits détritiques susceptibles de colmater le réseau de fissures et donc de perturber l'émergence des eaux de percolation dans la galerie. Il est assez fréquent de remarquer l'absence de concrétionnement (définitive ou de plusieurs générations) suite à l'ennoiement d'un conduit alors qu'il possède plusieurs générations de spéléothèmes antérieures à l'engorgement (M. Bakalowicz et *al.*, 1984 ; M. Bakalowicz, 1985). Cette remarque est importante par rapport aux essais de chronologie comparative (relative ou absolue) à partir des spéléothèmes appartenant à une même cavité ou à différents réseaux ; certaines générations peuvent manquer suite à la présence d'un colmatage ayant perduré sur une période plus ou moins longue avant son évacuation partielle ou totale. La présence d'un tel colmatage peut être de plus susceptible de modifier les conditions de ventilation de la cavité.

Enfin, les éléments détritiques peuvent conditionner certaines formes de précipitation des carbonates, notamment en favorisant une plus ou moins grande quantité de nucléides disponibles à la cristallisation (W.B. White et D.C. Ford, 1989).

-4- Conclusions

Les différentes conditions de formation des spéléothèmes soulignent que le concrétionnement se situe à un véritable nœud du fonctionnement systémique du karst. Le concrétionnement est sous l'étroite dépendance tant des conditions extérieures (géographique, climatique, bio-pédologique) que des caractères internes au karst (encaissant, degré d'évolution du karst, mécanique des roches...) auxquels il faut adjoindre les traits morphologiques et d'évolution spécifiques au réseau étudié, voire à certaines portions de cavité.

Les spéléothèmes actuels et anciens sont donc porteurs d'une impressionnante quantité d'informations d'ordre bio-climatique, karstogénique et spéléogénique ; la valeur de ces informations étant conditionnée par la multiplicité des observations in situ et des analyses.

2.2.2. Les informations spéléogéniques et karstogéniques des spéléothèmes : approche méthodologique

2.2.2.1. Les informations issues de l'observation

-1- Selon le type de spéléothèmes

Il existe une grande variété de formes de dépôts carbonatés endokarstiques (B. Gèze, 1965 ; C.A. Hill, 1976 ; A. Bögli, 1980 ; M. Bleahu, 1982). Par commodité, nous distinguons, ici, deux grandes familles de concrétions à partir desquelles nous dégagerons les informations spéléogéniques : les spéléothèmes liés à la percolation et ceux liés à l'écoulement.

Les concrétions liées à la percolation correspondent aux constructions classiques de type stalactite, stalagmite, colonne, coulée pariétale. En dehors de la signification de leur présence, chaque style de construction apporte son lot spécifique d'informations (Figure I.25).

Les stalactites renseignent à la fois sur la fracturation (alignement), sur le débit des eaux de percolation, sur les conditions locales de sédimentation et sur la stabilité de la voûte. A titre d'exemples, les fistuleuses se caractérisent par un faible débit et une relative régularité de celui-ci comparativement aux stalactites normales (*infra* : Choranche-Vercors) ; les stalactites en chou-fleur sont significatives d'un ennoiement en eau calme du réseau durant le concrétionnement ; l'orientation préférentielle des stalactites est liée à la présence d'un courant d'air dominant (B. Lismonde, 1992) ; la présence de chaos contenant des stalactites peut avoir plusieurs significations : mouvements tectoniques, réajustements mécaniques, ou décharges mécaniques provoquées par le poids des stalactites (Ph. Renault, 1967-68 ; Y. Quinif, 1990). Dans le cas de concrétions séniles, il est possible à partir de ces indices d'appréhender d'anciens modes de fonctionnement et d'évolution de la cavité.

Les stalagmites, en se développant au sol, présentent l'avantage de s'intégrer dans des séquences sédimentaires ou morphogéniques (*infra*) en recouvrant des formations détritiques ou en fossilisant la morphologie initiale des conduits. Elles permettent, également, dans certains cas d'enregistrer des phases postérieures d'activité hydrologique : les écoulements profilant ou corrodant les concrétions en fonction du courant.

Le concrétionnement provoqué par des écoulements (plancher stalagmitique, gours) est lié à la nature incrustante des eaux, à leur ventilation provoquée par des ruptures de pente ou de fortes déclivités, et aux spécificités atmosphériques de la cavité (forte ventilation).

Les vieux planchers stalagmitiques permettent de mettre en évidence d'anciennes circulations incrustantes et leur sens d'écoulement. Leur étagement dans certaines galeries met en valeur les différentes étapes d'enfoncement et la succession de phases de creusement et de concrétionnement, dont il est nécessaire de rechercher les

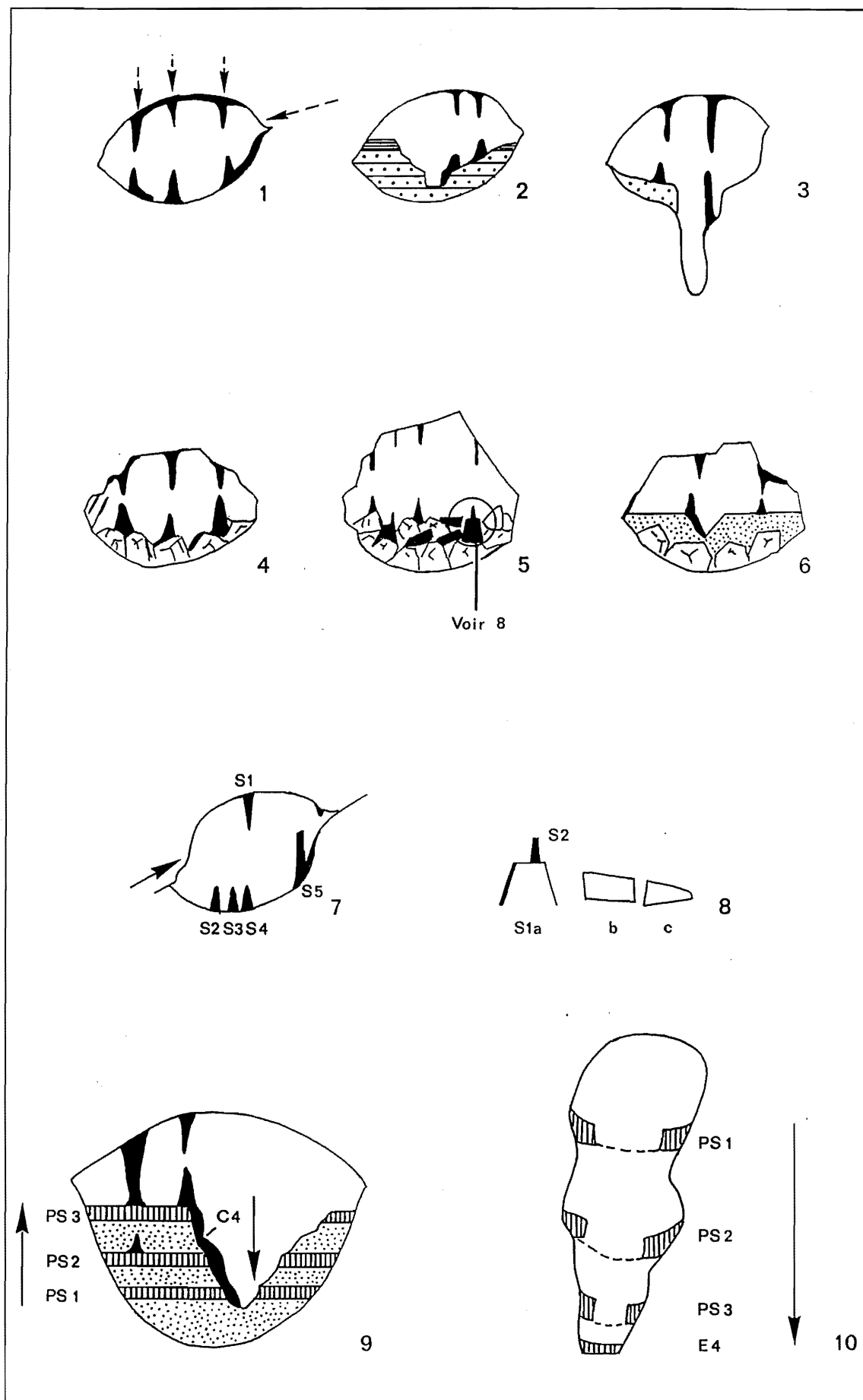


Figure I.25 - Types d'enseignement des formations endokarstiques associant des spéléothèmes

(d'après Y. Quinif, 1991)

- 1 : Formations carbonatées s'étant développées après le passage de la conduite forcée dans la zone vadose ;
- 2 : Conduite forcée ayant été colmatée par des formations détritiques qui ont été partiellement dégagées par un ruissellement et fossilisées par des spéléothèmes ;
- 3 : Conduite forcée ayant été colmatée par une formation détritique qui a été partiellement dégagée par un ruissellement qui a ensuite surcreusé la conduite forcée ; les spéléothèmes "fossilisent" cette évolution ;
- 4 : Conduite forcée ayant été affectée par des écroulements qui sont "fossilisés" par les spéléothèmes ;
- 5 : Conduite forcée ayant été affectée par plusieurs générations d'écroulements et de spéléothèmes ;
- 6 : Conduite forcée ayant été affectée par des écroulements puis par une phase de sédimentation détritique qui a été partiellement dégagée avant que ne débute le concrétionnement.
- 7 : Exemple de concrétions affectées par la néotectonique (ici mouvement le long du joint de stratification) : la stalactite S1 est à l'origine des stalagmites S2, S3 et S4 qu'elle a alimenté au fur et à mesure du déplacement du plafond ;
- 8 : Détail de la séquence 5 : la stalagmite S1 s'est cassée sous le choc d'une chute de blocs (S1a-b-c) ; postérieurement à cette rupture la stalagmite S2 s'est développée. La datation de ces deux formations permettra de définir l'âge de la chute de blocs ;
- 9 : Séquence stratigraphique : la galerie en conduite forcée a été l'objet d'un remplissage alternant série détritique et série carbonatée (PS : plancher stalagmitique). Les planchers les plus anciens sont ceux situés à la base de la séquence. Cette séquence a ensuite été recreusée par un écoulement à surface libre ; recreusement qui a été "fossilisé" par une coulée stalagmitique C4 ;
- 10 : Méandre ayant connu une alternance de phase de creusement et de sédimentation carbonatée (PS : plancher stalagmitique). Les planchers les plus anciens sont cette fois en haut du conduit.

causes. Comme pour les stalagmites, les planchers présentent l'avantage de sceller parfois des dépôts détritiques et de les protéger localement des processus d'érosion.

Les coulées et les gours correspondent fréquemment à l'émergence dans une galerie d'écoulements provenant de conduits annexes ; le caractère annexe peut être lié, soit à une ancienne structure de drainage utilisée par les eaux d'infiltration (recoupement de paléoconduits par la galerie principale), soit à une restructuration du drainage karstique (dans la zone vadose) recoupant localement un paléo-réseau (drain d'une ancienne zone noyée, par exemple). Ces arrivées d'eau incrustante dans une galerie non fonctionnelle contribue fréquemment à un puissant colmatage du secteur.

-2- Selon la couleur

La coloration des spéléothèmes peut être liée à plusieurs processus.

Elle peut être due au remplacement des atomes de calcium par ceux de magnésium, de fer, de cuivre ou de manganèse, voire d'autres éléments provenant de la roche encaissante ou de la couverture d'altération. C'est notamment le cas des concrétions présentant une forte pigmentation ocrée, rose, bleu-vert, noire... Dans les massifs qui ont été étudiés dans ce travail, les concrétions présentant une forte pigmentation correspondent pour la plupart à des édifices séniles, plus particulièrement présents dans les Cordillères bétiques. La pigmentation dominante est rougeâtre et est significative d'oxyde de fer provenant d'anciennes couvertures d'altération ayant migré dans la masse karstique.

En dehors de ces édifices séniles rougeâtres, les concrétions colorées les plus courantes sur notre terrain d'étude sont généralement brunâtres. Cette pigmentation semble ici liée à la présence d'acides humiques. Cette

relation "acide humique-coloration" mise en valeur par M. Gascoyne (1979), W.B. White (1981, 1989), et les études actuellement menées par J.L. Destombes, D. Genty et Y. Perrette⁽¹⁾, est particulièrement intéressante sur le plan méthodologique car elle permet de révéler des phases de démantèlement de la couverture pédologique avec piégeage d'une partie de celle-ci dans l'endokarst et plus particulièrement au niveau des spéléothèmes qui sont un matériel datable par les analyses radiométriques (C 14, U/Th, cf. *infra*).

La prise en compte de la couleur de différentes générations stalagmitiques dans un même réseau oblige à en rechercher les causes, notamment au travers de l'analyse micromorphologique et de la connaissance morphogénique du massif étudié.

-3- Selon le caractère actif ou sénile du concrétionnement

Le caractère actif du concrétionnement permet d'aborder le fonctionnement actuel du système karstique en relation avec son environnement externe ainsi que ses spécificités internes.

La présence de concrétionnements séniles, en l'absence d'une sédimentation chimique actuelle, interroge sur les causes, à la fois du concrétionnement ancien et de sa carence actuelle (modifications environnementales, des conditions atmosphériques, de circulation des eaux d'infiltration...) ; ces causes sont autant d'éléments permettant de saisir ou du moins de s'interroger sur l'évolution passée et actuelle du karst.

2.2.2.2. Les informations issues des analyses

-1- Les observations macro- et micro-morphologiques

Si en règle générale le concrétionnement témoigne

(1) Cette relation a été mise en évidence en travaillant sur la fluorescence de la calcite à partir de rayonnement laser dans l'U.V.

d'un contexte biostasique, cela ne signifie pas pour autant que chaque optimum climatique engendre un nouveau spéléothème dans un site donné et que le concrétionnement ait un fonctionnement homogène durant un même optimum. Les observations macro et micromorphologiques permettent d'appréhender les différentes formes de croissance d'une concrétion et, dans un second temps, de s'interroger sur l'origine des crises affectant le concrétionnement.

Si l'observation à l'œil nu permet, à partir de coupes transversales et/ou longitudinales, de relever dans certains cas les chronoséquences (stades de croissance) et les phases d'arrêt, voire d'érosion, qu'a vécues la concrétion, ce type d'observation n'apparaît plus suffisant pour aborder l'évolution fine de la concrétion et, notamment, pour y chercher les informations paléoenvironnementales qui nous intéressent. L'analyse micromorphologique permet de chercher des indices au niveau de la cristallisation et de la structure du spéléothème. Ces deux niveaux d'échelle nous apportent des données complémentaires de premier ordre sur les conditions de sédimentation tant au niveau de la concrétion (apports de la cristallisation) qu'au niveau des flux ayant traversé le système karstique (apports de la structure).

• Les apports de la cristallisation de la calcite

A l'échelle des cristaux de calcite, on peut obtenir des informations intéressantes sur trois niveaux :

- au niveau des différentes familles cristallines ;
- au niveau de la porosité des fabriques cristallines ;
- au niveau des contaminations incluses, ou non dans la cristallisation.

On distingue communément deux grandes familles cristallines : les formes granulaires et les formes monocristallines. La première (microsparitique, sparitique, saccharoïdale⁽¹⁾) se développent préférentiellement dans une solution turbide ; les particules contenues dans la solution favorisent la précipitation des carbonates et une croissance granulaire. Les formes monocristallines sont, elles, révélatrices d'une solution peu turbide et saturée en carbonates. Les différentes fabriques monocristallines permettent de faire ressortir d'un point de vue théorique les éléments suivants :

- la fabrique pallisadique se caractérise par une bonne coalescence intercristalline qui leur confère un aspect compact ; elle se développe sans doute sous un film d'eau de l'ordre de 0,1 mm à forte saturation ;

- la fabrique colonnaire se caractérise, elle, par un aspect plus poreux dû à la taille des cristaux (0,3 à 1 mm de large pour une longueur d'ordre centimétrique). Elle révèle un fonctionnement de type coulée stalagmitique s'étant sans doute agencée sous un film d'eau saturée

d'une épaisseur de l'ordre du millimètre ; la croissance de ce type de fabrique est assez rapide puisqu'elle est estimée d'environ 0,1 mm/an ;

- la fabrique aciculaire se caractérise par un aspect fibreux constitué d'aiguilles fines et correspond à des zones de très forte croissance (jusqu'à 2 mm/an).

Des expérimentations devraient permettre de confirmer ces valeurs.

Les différentes études menées récemment sur la cristallisation de la calcite (W. Dreybrodt, 1981 ; L.A. Gonzalez et al., 1992, D. Genty, 1992) montrent l'étroite relation existant entre la porosité des fabriques cristallines et la vitesse de croissance des cristaux. La fabrique poreuse résulte d'une croissance rapide alors que la fabrique compacte sous-tend une croissance cristalline relativement lente.

Enfin, l'étude micromorphologique à l'échelle des cristaux de calcite permet, également, de discerner les différents types de pollution détritiques qui modifient, dans certains cas, les conditions de cristallisation. R. Maire (1990) distingue trois types de comportement des éléments détritiques : la contamination intracristalline, la contamination intercristalline et la contamination des alvéoles de dissolution.

Le premier type de pollution est lié directement aux eaux de percolation qui acheminent depuis la surface des impuretés qui sont ensuite piégées dans la masse même de la calcite. C'est, par exemple, le cas des éléments traces et des oxydes qui interviennent, entre autres, dans la pigmentation de la calcite ; dans certains cas, la migration des oxydes au sein de la masse cristalline se traduit par des niveaux colorés qui peuvent être, à première vue, confondus avec des stades de croissance. La présence d'éléments plus grossiers associés à des cristaux à genèse rapide (gros cristaux) témoigne d'un débit suffisamment puissant et d'une fissuration suffisamment ouverte ayant permis leur migration.

La contamination intercristalline met surtout en évidence des arrêts de croissance de la concrétion⁽²⁾ commandés par les vicissitudes climatiques (rémission biostasique) ; outre l'arrêt de la cristallisation, ces vicissitudes se traduisent, en effet souvent, par l'apport d'éléments détritiques (issus de la couverture pédologique ou d'altération) qui se piègent à l'intérieur des irrégularités cristallines coins et vides intercristallins...).

Le troisième type de contamination est également dû à l'apport d'éléments exogènes mais qui sont, ici, piégés dans les alvéoles de dissolution ; ces contaminations se présentent généralement sous forme de squelettanes (dans les pores de dissolution) ou d'argilanes et cutanes. Ce troisième cas suppose qu'il y ait eu une altération initiale du spéléothème.

(1) Cette distinction repose sur la taille des cristaux de calcite : de l'ordre de quelques microns pour la fabrique microsparitique, de l'ordre du dixième de mm pour la fabrique sparitique et de l'ordre de quelques millimètres pour la fabrique saccharoïdale.

(2) En ce qui concerne plus particulièrement les planchers stalagmitiques. Pour les autres spéléothèmes, il n'y a pas forcément d'arrêt de la cristallisation.

L'étude micromorphologique, encore peu pratiquée, apparaît fondamentale pour aborder en détail l'histoire du spéléothème et, par incidence, de son environnement tant interne qu'externe. Dans son étude sur les karsts de haute montagne, R. Maire (1990) a pu dégager des informations de tout premier ordre grâce à cette approche. Y. Perrette (1996) qui a travaillé sur le concrétionnement de Coufin-Chevaline (Vercors, *infra* : Livre II, I Partie, Chap. 2), a pu grâce à l'étude micromorphologique de la cristallisation mettre en évidence des modifications de la couverture forestière sur le massif des Coulmes (passage d'une hêtraie à une couverture de résineux, puis de nouveau à une hêtraie).

• Au niveau de la structure interne des spéléothèmes

La structure du microsysteme qu'est le spéléothème, correspond à l'agencement des différentes fabriques cristallines composant la concrétion ; cet agencement va différer selon que le fonctionnement de la concrétion étudiée a été continu, discontinu, voire séquencé. On distinguera, ici, trois grands types de structures qui sous-tendent trois échelles de temps différentes :

- la structure séquencée se caractérise par des variations de faciès latérales et verticales qui sont l'expression de différentes phases de fonctionnement, d'arrêt, voire de dégradation (front de dissolution, ouverture du système cristallin...) du spéléothème (Figure I.26). Ce type de structure qui possède en mémoire toute une partie du vécu du spéléothème (cristallisation, ouverture du système, recristallisation...) et de la cavité dans laquelle il se développe (reprise d'érosion par des écoulements, apports détritiques...), se rencontre surtout au niveau de gros édifices stalagmitiques aux formes irrégulières ;

- la structure bandée présente des variations de faciès en bancs qui sont généralement séparés par des niveaux détritiques (argileux, argilo-limoneux...). Cette

succession de niveaux détritiques et de bancs carbonatés est l'expression d'une alternance rythmée d'épisodes plus ou moins favorables au concrétionnement, généralement, sous contrôle climatique. Il existe une variante à ce type de structure : la structure variée où la séparation entre bancs est moins nette ;

- la structure laminée se caractérise par une alternance mais, ici, de lamines claires et de lamines sombres dont l'épaisseur reste inférieure au millimètre (Figure I.27). La structure laminée a été étudiée dès les années 20 (V.C. Allison, 1923, 1926) puis dans les années 50-60 (P.C. Orr, 1952 ; W.S. Broecker et E.A. Olson, 1960, M. Kirchmayer, 1962). Deux hypothèses ressortaient de ces travaux : le caractère saisonnier des lamines et l'annualité du couple lamine claire-lamine sombre. Il faut attendre les années 90 pour voir ces hypothèses confirmées par le comptage des lamines à partir de repères chronologiques calés et par l'analyse de la luminescence des lamines et des isotopes stables de l'oxygène et du carbone (Y.Y. Shopov et *al.*, 1990, 1991, 1994 ; J.J. Blanc, 1992 ; D. Genty, 1992, 1993 ; D. Genty et *al.*, 1995 ; A. Baker et *al.*, 1993 ; L.B. Railsback et *al.*, 1994 ; Y. Perrette, 1996). Ces derniers travaux ont, d'autre part, mis en valeur l'intérêt paléoenvironnemental des structures laminées.

A partir de ces travaux récents, on peut faire ressortir les caractéristiques suivantes :

- les lamines claires à l'œil nu qui apparaissent opaques au microscope, sont généralement formées par des fabriques pallisadiques poreuses voire fibreuses et contiennent assez fréquemment au niveau des pores intercrystallins des matières humiques ;

- les lamines sombres à l'œil nu qui apparaissent translucides au microscope, sont formées par des fabriques pallisadiques possédant une faible porosité, et présentent systématiquement un $\delta^{18}\text{O}$ inférieur aux lamines claires et un $\delta^{13}\text{C}$ supérieur aux lamines claires.

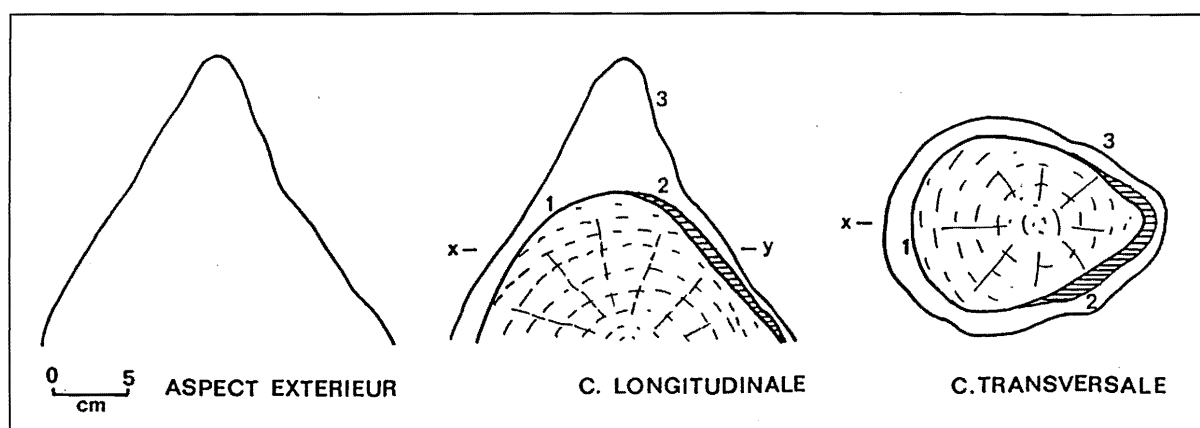


Figure I.26 - Exemple d'analyse macro-morphologique d'une concrétion (d'après R. Maire, 1990)

1 : Surface d'érosion ; 2 : Seconde surface d'érosion ; 3 : Surface actuelle de la concrétion.

D'après cette coupe, on peut reconstituer le vécu de cette concrétion. Après une première phase de concrétionnement, ce spéléothème a été l'objet d'une érosion, d'une seconde phase de concrétionnement, puis d'une seconde phase d'érosion et, enfin d'une troisième phase de concrétionnement. Il sera dès lors intéressant de s'interroger sur l'origine des phases d'érosion qu'on pourra caler chronologiquement si cette concrétion est inférieure à 350 000 B.P. (limite du géochronomètre U/Th). L'étude de cette concrétion permet, par ailleurs, de définir le sens des écoulements à l'origine des différentes phases d'érosion.

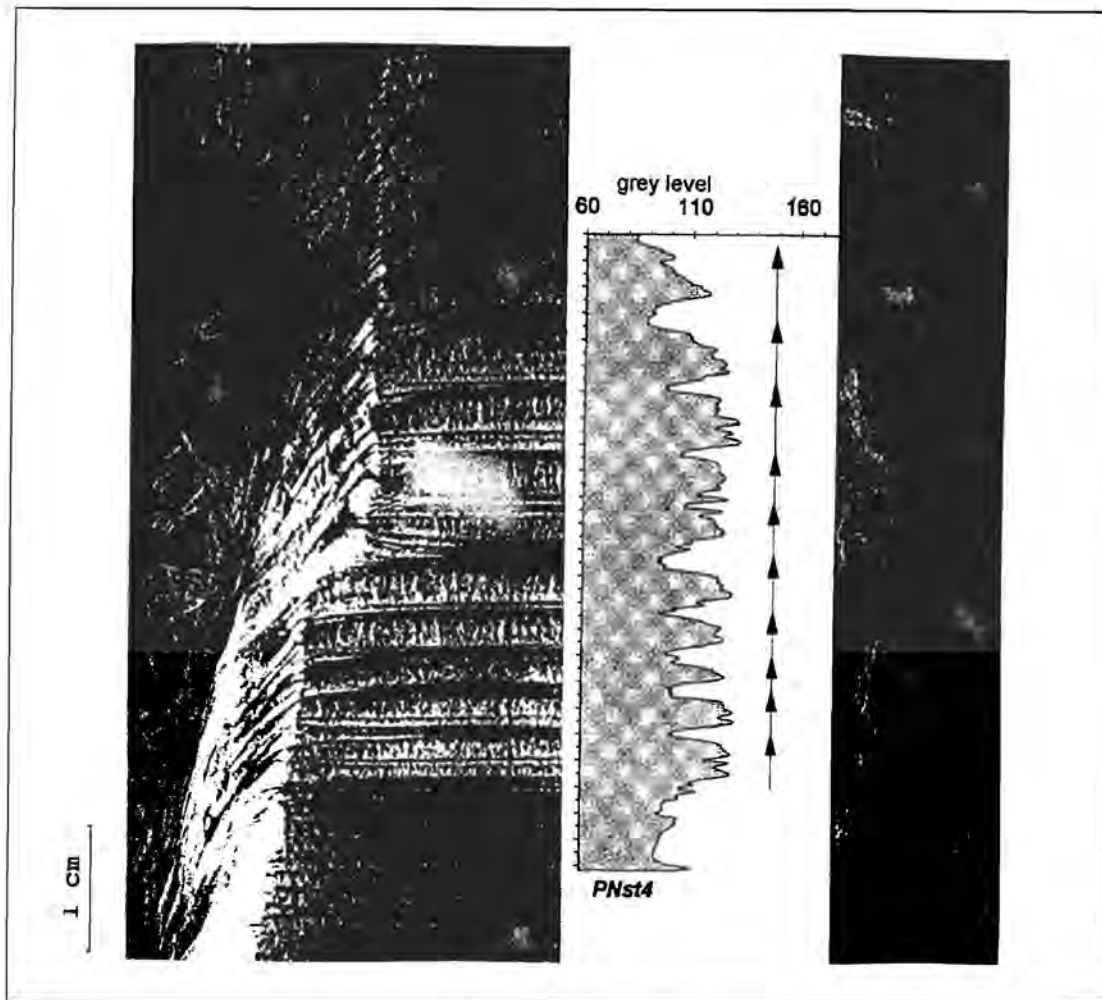


Figure I.27 - Exemple de structure laminée d'un spéléothème (image de D. Genty, 1994).

Sur cet agrandissement de la structure d'une stalagmite provenant de la grotte du Père Noël (Belgique), on remarque bien l'alternance de lamine sombre (1 à 3 mm) et de lamine claire d'aspect fibreux (2 à 4 mm). Le profil en niveaux de gris qui a été calculé par traitement numérique d'images, permet de mieux visualiser les microséquences de lamine.

Le premier type de lamine révèle une croissance rapide provoquée par un débit relativement rapide des eaux de percolation, par une forte minéralisation et une activité organique en surface (présence d'acides humiques). Par contre, le second type de lamine met en évidence une moindre croissance liée soit à un moindre débit, soit à une moindre minéralisation, soit à ces deux causes conjuguées.

La structure laminée des spéléothèmes⁽¹⁾ est porteuse d'informations particulièrement intéressantes d'un point de vue karstogénique, environnemental et paléoenvironnemental :

- à l'aide des couples de lamine annuelles, il est possible de calculer la croissance des spéléothèmes actifs et de croiser celle-ci avec le contexte environnemental et les conditions d'infiltration actuels ;
- ces couples de lamine annuelles permettent, à l'image de la dendrochronologie, de pouvoir remonter

dans le temps proche et historique à partir des spéléothèmes actifs et de pouvoir saisir les impacts sur le fonctionnement du système karstique des variations climatiques et/ou environnementales ainsi que des actions anthropiques. D. Genty (1992) a ainsi pu mettre en évidence l'incidence de la sécheresse de fin 1975-début 1976 sur le concrétionnement du tunnel de Godarville (Belgique) ; Y. Perrette (1996) a mis en valeur l'impact de l'exploitation forestière (charbonnières) sur le massif des Coulmes (Vercors) durant le XVIII^e-début XIX^e à partir de l'étude de la lamination de concrétions de la grotte de Coufin (Choranche-Vercors). Il paraît important de souligner ici l'extrême sensibilité du système karstique vis-à-vis des modifications environnementales d'origine bioclimatique ou anthropique et donc le caractère particulièrement performant de l'outil "karst" pour les reconstitutions paléoenvironnementales qu'on peut caler ici précisément (de l'ordre de la demi-année près à partir des

⁽¹⁾ Les structures laminées sont plus visibles dans les stalagmites (plus particulièrement les concrétions-cierges). Un travail de recherche récent (C. Baron et al., 1995) sur les fistuleuses de la grotte de Coufin (Choranche-Vercors) montre que celles-ci possèdent également une structure laminée régulière.

lamines);

- l'absence momentanée de lamines dans un spéléothème possédant globalement une structure laminée est également porteuse d'informations : elle met en évidence une modification du concrétionnement due, soit à un changement des conditions de précipitation au niveau de la formation stalagmitique (par exemple, passage d'une fabrique pallisadique à une fabrique de gour ; Y. Perrette, 1996), soit à des modifications environnementales dont il reste ensuite à définir les causes (naturelles ou anthropiques);

- le dosage des isotopes stables de l'oxygène au niveau des lamines devrait bientôt permettre d'estimer les paléotempératures des écoulements saisonniers (lamines claires, lamines sombres) et des cycles qui rythment nos climats actuels ;

- la présence d'acides humiques piégés dans les spéléothèmes met en évidence l'existence de flux de matières issus de l'exokarst (couverture pédologique). Ce transit annuel (visible par fluorescence au niveau des lamines claires) souligne, là encore, le caractère particulièrement sensible de l'endokarst par rapport aux conditions extérieures et notamment vis-à-vis de phases d'érosion ou de perturbation des horizons superficiels ;

- l'étude entreprise par Y.Y. Shopov et *al.* (1990, 1991, 1994) sur des spéléothèmes laminés a mis en évidence (en dehors de la variation de luminescence à l'intérieur d'une alternance annuelle⁽¹⁾) des séries d'alternances de lamines d'une période d'environ 11 années et présentant de nettes variations de luminescence d'une série à une autre. Ces séries seraient à relier aux variations du cycle solaire dont la périodicité de 11 ans est bien connue. D'ailleurs, les recherches de Y.Y. Shopov soulignent une bonne corrélation entre l'intensité de luminescence de ces séries et le nombre de Wolf qui s'accorde bien à l'activité solaire. D'autres travaux ont également relevé un tel cycle de 11 ans dans les formations carbonatées endo et exokarstiques (J.C. Gilly, 1986 ; J.J. Blanc, 1992 ; D. Genty et *al.*, 1995) ; J.J. Blanc (1992) a également relevé dans de vieux planchers stalagmitiques oligo-pliocènes (Marseilleveyre-Provence) des ensembles de 90 alternances de lamines qui seraient ici dus aux cycles solaires de Gleisberg dont la période est d'environ 90 ans. Cette périodicité de 11 années se retrouve dans de nombreuses formations sédimentaires (M. Ripepe et *al.*, 1991 ; Th. Algeo et A.D. Woods, 1994) ainsi que dans les cernes de croissance des végétaux (R.G. Currie, 1992). Si on comprend bien la relation directe qui peut exister entre les cycles solaires et les cycles de croissance de la végétation, D. Genty et *al.*, (1995) pose à juste raison le problème du lien pouvant exister entre l'activité solaire et la précipitation des carbonates à l'intérieur du karst. Cet auteur pose l'hypothèse de l'influence de l'activité solaire sur la production de matière organique de la couverture bio-pédologique. Dès lors, les

oscillations d'un cycle solaire à un autre vont entraîner des variations de production de matière organique acheminée sous-terre par les eaux d'infiltration et qui vont se marquer au niveau du concrétionnement par des variations de luminescence d'une série de 11 ans à une autre. Bien que nous n'ayons pas utilisé cette approche dans ce travail, il nous paraissait important d'exposer, ici, ces recherches afin de démontrer une fois de plus la sensibilité du concrétionnement et de tout le système physico-chimique du karst aux paramètres extérieurs. Isoler le karst de son environnement extérieur, voire même ici astronomique, ne peut être que source d'erreurs dans la compréhension de la dynamique karstique.

L'essentiel des études en cours sur les structures laminées concernent les spéléothèmes actifs afin de pouvoir mieux corréler le concrétionnement aux conditions environnementales actuelles. Lorsque ces corrélats seront clairement établis, il sera fort intéressant d'appliquer cette approche méthodologique sur les concrétions séniles ayant été calées par des analyses radiométriques. Cela devrait nous permettre de mieux appréhender, par exemple, les oscillations climatiques durant le Pléistocène en domaine continental et de pouvoir mesurer finement l'impact de la sédentarisation néolithique sur le fonctionnement physico-chimique des systèmes karstiques concernés. Il y a là pour le futur un formidable outil.

2.2.2.3. L'apport des analyses radiométriques

Plus qu'aux méthodes de datation isotopique (H.V. Nguyen et C. Lalou, 1969 ; P. Thompson, 1970 ; R.S. Harmon et *al.*, 1977 ; T.C. Atkinson et *al.*, 1978 ; M. Gewalt, 1986 ; J.J. Delannoy et *al.*, 1986 ; R. Cantallina et *al.*, 1987 ; Y. Quinif et C. Ek, 1987 ; Y. Quinif, 1990), nous nous intéresserons à leurs apports spéléogéniques, paléogéographiques et chronologiques.

Dans le cadre de ce travail, nous avons utilisé la méthode $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ qui est actuellement la plus performante sur les spéléothèmes⁽²⁾ (Figure I.28). Ces datations ont été effectuées par le laboratoire du CERA-K (Faculté Polytechnique de Mons -Belgique-) dirigé par Y. Quinif à qui nous devons énormément, tant pour sa disponibilité que pour ses précieux conseils et remarques. L'application de la méthode $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ exige au moins deux conditions initiales : la nécessité d'avoir un système géochimique fermé, c'est à dire d'être en présence d'une concrétion n'ayant subi ni altération ni recristallisation ; la nécessité d'avoir un échantillon exempt de contamination, notamment argileuse, susceptible d'apporter du thorium détritique (^{230}Th) et, donc, de modifier les rapports isotopiques. En l'absence d'analyses micromorphologiques et radioisotopiques préalables, il est indispensable de

(1) Variation de luminescence entre les lamines claires et les lamines sombres.

(2) Il existe d'autres méthodes de datation comme la thermoluminescence sur la calcite (C. Lalou et G. Valladas, 1985), la Résonance Paramagnétique Electronique (G. Poupeau et A. Rossi, 1985), Spectrométrie gamma (Y. Quinif, 1980), $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (P. Thompson et *al.*, 1975)... qui donnent pour l'instant des résultats peu convaincants sur la calcite.

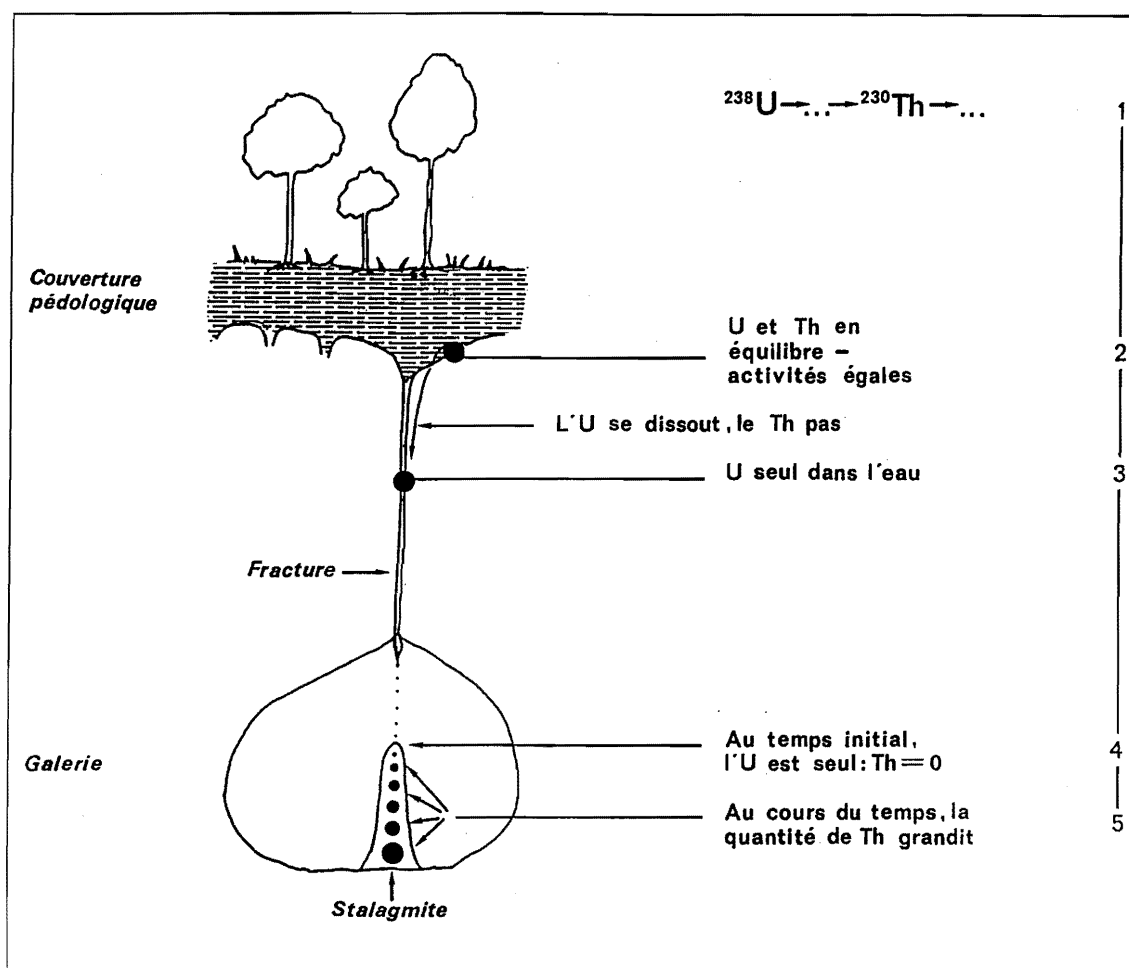


Figure I.28 - Parcours de l'uranium et du thorium durant l'infiltration (d'après Y. Quinif, 1991)

"Dans le sol et la roche en place, il y a de l'uranium ^{238}U et du thorium ^{230}Th , souvent à l'équilibre radioactif (1). L'eau ne dissout que l'uranium, le thorium étant insoluble (2-3). Lors de la précipitation chimique qui préside à la formation stalagmitique, l'uranium précipite donc seul avec la calcite, puisque le thorium est absent (4). Ensuite, au cours du temps, l'uranium présent dans la concrétion génère le thorium ^{230}Th en se désintégrant. La croissance de thorium visualisée par la grosseur des points noirs constitue le chronomètre (5)" (Y. Quinif, 1991).

prélever et de fournir au laboratoire un échantillon d'apparence saine, compacte et pure (le moins coloré possible).

L'apport des datations sur les spéléothèmes est double : il permet de caler des événements spéléogéniques et des oscillations paléoclimatiques, voire de les révéler.

-1- Caler des événements spéléogéniques

Le premier aspect des datations est de pouvoir déduire l'âge minimum de la galerie dans laquelle la concrétion s'est développée, d'évaluer l'âge minimum de l'établissement des conditions vadoses et de fixer l'âge minimum de la morphologie du conduit fossilisée par le concrétionnement. Il faut, cependant, se garder de tout raccourci ; c'est l'épisode incrustant qui est daté et non le creusement du réseau spéléologique qui est, tout au plus, calé chronologiquement. La datation des spéléothèmes permet également de caler, par défaut, l'assèchement d'un réseau (absence de nouvelles générations de plancher

stalagmitique ; arrêt du concrétionnement de percolation...), dont les causes sont ensuite à rechercher.

Les datations permettent, dans certains cas, de mesurer les vitesses de croissance des spéléothèmes (A.G. Latham *et al.*, 1978 ; R.S. Harmon *et al.*, 1979 ; M. Gascoyne, 1980 ; M. Gascoyne et D.C. Ford, 1984 ; Y. Quinif et R. Maire, 1987). A partir de ces données, des mesures ont été effectuées pour appréhender le taux d'ablation superficiel contemporain du concrétionnement (T.C. Atkinson *et al.*, 1978 ; D.C. Ford, 1985 ; M. Gewalt, 1985, 1988).

Les datations peuvent, également, confirmer la présence de différentes générations de spéléothèmes à l'intérieur d'un même réseau. Il nous paraît, ici, essentiel d'insister sur le fait qu'il est fondamental de réfléchir sur les relations et les emboîtements chronologiques qui peuvent exister entre les différents types de dépôts (carbonatés ou non) avant d'effectuer les datations. Dans ce cas, celles-ci ne devraient pas avoir d'autre valeur éthique que de conforter l'argumentation morphogénique. A nos yeux, la démarche inverse a peu de sens et présente

le danger de raisonner uniquement sur des dates qui sont plaquées au remplissage.

L'analyse radiométrique permet, également, de caler des déformations néotectoniques ou mouvements sismiques, à partir de spéléothèmes décalés par des accidents tectoniques ou de concrétions disloquées (sur lesquelles ont pu se développer de nouvelles générations) (S. Agostini et P. Forti, 1983 ; E. Gilli, 1986, 1994 ; P.Y. Jeannin, 1990 ; A. Bini et *al.*, 1992 ; Y. Quinif, 1995 ; P. Delange, 1995) (Figure I.25). Seule la multiplicité et la convergence des datations permet d'isoler le caractère sismique des dislocations par rapport aux causes locales (affouillement des dépôts sous-jacents, surcharge pesante...). A seul titre d'exemple, l'étude des spéléothèmes de la grotte de Rochefort (Belgique ; Y. Quinif et *al.*, 1996) a permis de mettre en évidence une forte activité néotectonique actuelle qui n'avait pas été détecté par d'autres approches de terrain et de mesure. Les recherches associant spéléothème et néotectonique sont encore rares en France surtout relativement aux études réalisées en Italie, en Suisse et en Belgique ; il y a cependant là un vecteur performant d'information pour tous ceux qui travaillent sur la tectonique actuelle, notamment dans les montagnes récentes.

-2- Les apports géochronologiques des spéléothèmes

Nous avons précédemment précisé qu'en dehors de rares exceptions (T.C. Atkinson, 1983 ; M. Gascoyne et D.E. Nelson, 1983), les spéléothèmes sont l'expression d'un environnement biostatique. Étant donné la fourchette offerte par la méthode $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (0-350 000 B.P.), celle-ci permet, au travers de la datation des concrétions, de mettre en évidence, durant la seconde moitié du Pléistocène moyen et le Pléistocène supérieur, les oscillations climatiques qui ont affecté le massif étudié. Les centaines de datations $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ réalisées à l'échelle mondiale sur les spéléothèmes mettent nettement en valeur que ceux-ci se sont développés durant les optima climatiques pléistocènes (R.S. Harmon et *al.*, 1977 ; T.C. Atkinson et *al.*, 1978 ; M. Gascoyne et D.C. Ford, 1984, P.L. Smart et *al.*, 1989 ; Y. Quinif et B. Bastin, 1989 ; R. Maire, 1990). D'autre part, la quasi-absence de spéléothèmes contemporains des phases froides souligne, si besoin est, l'indigence des conditions propices au concrétionnement ; constat qui est conforté par la rareté du concrétionnement fonctionnel dans le domaine nivoglacière actuel (R. Maire, 1990). Dans notre domaine d'étude où l'opposition glaciaire-interglaciaire a été bien marquée durant le Pléistocène, le concrétionnement constitue un remarquable marqueur des périodes de réchauffement climatique.

Quant à l'expression des résultats, R. Maire (1990) souligne à juste raison qu'il est plus significatif de corréler les spéléothèmes datés aux stades isotopiques définis à partir de l'étude des sédiments océaniques (N.G. Pisias et

al., 1984 ; N.J. Shackelton et *al.*, 1984 ; C. Vergnaud Grazzini, 1987) que de leur attribuer une terminologie alpine ou autre. Si ces dernières sont relativement précises et transposables pour le Pléistocène supérieur, elles deviennent une source de confusion pour les épisodes antérieurs à l'interglaciaire Riss-Würm (Éémien *s.l.*). Travaillant sur deux domaines morph-climatiques différents, nous avons généralement calé nos résultats sur les stades isotopiques océaniques. Dans le cas de l'étude du Vercors, nous avons, néanmoins, gardé la terminologie alpine (jusqu'au complexe interglaciaire Mindel-Riss) pour des raisons de commodité de communication. De plus, nous disposons d'une chronologie régionale précise et argumentée (P. Mandier, 1988 ; *infra* Livre II, Tableau II.6).

Ces remarques nous amènent à préciser la chronologie pléistocène que nous avons utilisée dans nos études régionales.

Bien que la limite conventionnelle plio-pléistocène soit fixée à 1,6 Ma (événement magnétique d'Olduvai ; E.A. Mankinen et G.B. Dalrymple, 1979 ; D. Biquand et F. Seimah, 1987), les variations de composition isotopique $\delta^{18}\text{O}$ (à partir des tests de foraminifères contenus dans les sédiments océaniques) indiquent que les glaciations ont débuté dans l'hémisphère nord vers 2,4 Ma et que les glaces arctiques ont commencé leur migration vers le sud dès 1,8 Ma (C. Vergnaud Grazzini, 1987).

Le stade isotopique 22 (0,8 Ma) marque une modification importante des variations climatiques. A partir de ce stade qui couvre la totalité du Pléistocène moyen et supérieur⁽¹⁾, les cycles "glaciaire-interglaciaire" présentent une durée d'environ 100 000 ans (A.L. Berger, 1980, 1983 ; J.M. Bouvier, 1987) et se caractérisent par de fortes amplitudes thermiques ; alors qu'avant 0,8 Ma, les cycles présentent une moindre amplitude et apparaissent plus fréquents (Y. Herman et L. Hopkins, 1980). D'après les travaux de D.F. Williams et *al.* (1981) et de J.F. Loubière (1987), c'est à partir du seuil 0,8 Ma que se seraient accumulées les calottes arctiques, notamment celle du Groenland.

Le Pléistocène supérieur correspond aux 5 derniers stades isotopiques. En nous appuyant sur la chronologie isotopique des concrétions (courbes de fréquence) et sur la chronologie océanique, nous avons retenu le découpage suivant pour le Pléistocène supérieur.

Celui-ci débute avec le réchauffement Riss-Würm (stade 5) qui commence en Méditerranée et en Europe occidentale autour de 135 ka. Grâce à l'étude des tourbières (J.L. De Beaulieu et *al.*, 1980, J.L. De Beaulieu, 1984) et aux diagrammes de fréquence des spéléothèmes datés par la méthode U/Th (R. Maire), cet interglaciaire se caractérise en Europe occidentale et méditerranéenne par trois maxima rapprochés : 130-120, 110-90 et 80-70 ka (Figure I.29) ; le premier pic

(1) La limite entre le Pléistocène inférieur et moyen est fixée à 0,78 Ma qui correspond à la limite entre les périodes paléomagnétique sMatuyama et Brunhes.

correspond au stade le plus chaud de tout l'interglaciaire.

Le refroidissement würmien qui débute à partir de 70 ka, présente deux épisodes froids (stades isotopiques 4 et 2), séparés par un interstade (stade isotopique 3). Nous adoptons, ici, la terminologie et les calages chronologiques proposés par R. Maire (1990) : Würm ancien (stade isotopique 4 ; 70-40 ka) ; interstade Würm ancien-Würm récent (stade isotopique 3 ; 40-30 ka) , Würm récent (stade isotopique 2 ; 30-15 ka). Si on se réfère à la courbe isotopique de $\delta^{18}\text{O}$ des sédiments océaniques, le Würm récent a été beaucoup plus froid que le Würm ancien ; mais si on se réfère à l'ensemble des travaux géomorphologiques, c'est le Würm ancien, plus humide, qui a été le plus actif au niveau des avancées glaciaires.

Afin de distinguer les différentes oscillations climatiques marquant le Tardiglaciaire et l'Holocène, nous prenons également pour référence les diagrammes de fréquence des âges U/Th (Figure I.30). La partie terminale du Würm récent (Tardiglaciaire) débute par un réchauffement important vers 14-13 ka (Bölling) suivi par un réchauffement encore plus marqué autour de 12-11 ka (Alleröd). Cet optima est suivi par le dernier refroidissement majeur du Tardiglaciaire (Dryas récent : 11-10 ka). L'Holocène (stade isotopique 1) qui commence avec le réchauffement du Préboréal vers 10-9 ka, se caractérise globalement sous nos latitudes par un climat tempéré ayant connu des oscillations thermiques de l'ordre au maximum de quelques degrés (Boréal, Atlantique, Subboréal, Subatlantique) ; les spéléothèmes ont, néanmoins, enregistré ces faibles oscillations, ce qui souligne la sensibilité et la performance de ces marqueurs climatiques.

Les spéléothèmes, en tant que support datable et enregistreur climatique, constituent, donc, de remarquables outils capables de préciser la géochronologie pléistocène (post-350 000 B.P.), notamment dans les secteurs présentant peu de témoignages superficiels et situés aux marges des domaines bio-climatiques (zonation tant altitudinale que latitudinale). La validité de cette utilisation des spéléothèmes passe, bien entendu, par la multiplicité et la fiabilité des résultats et par leur recoupement avec d'autres types d'analyse comme les variations de $\delta^{18}\text{O}$, l'analyse palynologique, le paléomagnétisme, la téphrochronologie...

2.2.2.4. Les autres types d'analyse des spéléothèmes

Si les spéléothèmes se différencient en fonction de leur composition minéralogique et de leur cristallisation, ils contiennent tous en quantités variables des éléments isotopiques (^{14}C , ^{234}U , ^{18}O ...) et des microdébris d'origine minérale (argiles, oxydes, téphra...) et/ou organique (charbons de bois, pollens, micro-organismes...) qui ont été acheminés par les eaux de percolation. Ces éléments contenus dans la calcite sont

porteurs d'informations essentiellement d'ordre paléogéographique.

Bien qu'à notre grand regret nous n'ayons pu utiliser ces méthodes, nous présentons, ici, brièvement à l'aide d'exemples l'intérêt de l'analyse de la téphrochronologie, du paléomagnétisme, de l'isotope stable ^{18}O , et de l'étude palynologique ; les deux premières méthodes permettent de caler chronologiquement les spéléothèmes, les deux dernières d'appréhender le contexte bio-climatique.

-1- La téphrochronologie

L'étude des lames minces à l'aide d'un microscope polarisant permet de reconnaître des téphra volcaniques amenés par les eaux de percolation et conservé dans la calcite. Les téphra présentent un double intérêt : l'étude de leur contenu minéralogique et chimique permet de retrouver avec précision le volcan qui les a émis dans l'atmosphère ; en fonction de la puissance de l'explosion volcanique et de la taille des poussières, l'extension peut être d'ordre régional mais aussi planétaire (cas du volcan mexicain El Chinchón qui a explosé en mars 1982 ; L. Fehrenbach, 1984) ; le second intérêt réside dans le fait que les retombées pyroclastiques qui sont quasiment instantanées à l'échelle géologique, sont généralement bien calées chronologiquement, soit par la datation des coulées émises par le volcan, soit par la datation directe des téphra (J.M. Bardintzeff et R. Brousse, 1987).

La datation des téphra est un moyen de caler avec une relative précision (en tenant compte du temps de latence nécessaire au transit surface-endocarst) les spéléothèmes situés au delà de la limite du géochronomètre $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$.

E. Juvigné et M. Gewalt (1986, 1988) ont été les premiers à appliquer la téphrochronologie sur des spéléothèmes. Par l'étude des téphra ces auteurs ont même pu mettre en évidence une éruption volcanique jusque là inconnue en Belgique. R. Maire (1990) a également appliqué cette méthode sur des concrétions de Crête qui contenaient des contaminations volcaniques provenant du Santorin et remontant à 5 Ma.

-2- Le paléomagnétisme

L'étude paléomagnétique est souvent utilisée en archéologie, notamment sur les terres cuites (archéomagnétisme ; E. Thellier, 1981 ; D. Biquand et F. Sémah, 1987), et en géologie à partir des coulées volcaniques (magnétostratigraphie ; K.M. Creer et P. Tucholka, 1983). Dans ces deux cas, le principe est basé sur le fait que les minéraux ferromagnétiques conservent leur orientation acquise durant le refroidissement (et commandée par la polarité magnétique) : phénomène de thermorémanence (A.T.R.).

Le paléomagnétisme a été jusqu'alors encore peu appliqué aux spéléothèmes⁽¹⁾, malgré sa capacité de caler ces dépôts par rapport aux événements paléomagnétiques et de remonter ainsi jusqu'à plusieurs millions d'années

(1) Cette indigence est liée à la difficulté de trouver un laboratoire disponible et susceptible d'effectuer ce type d'analyse.

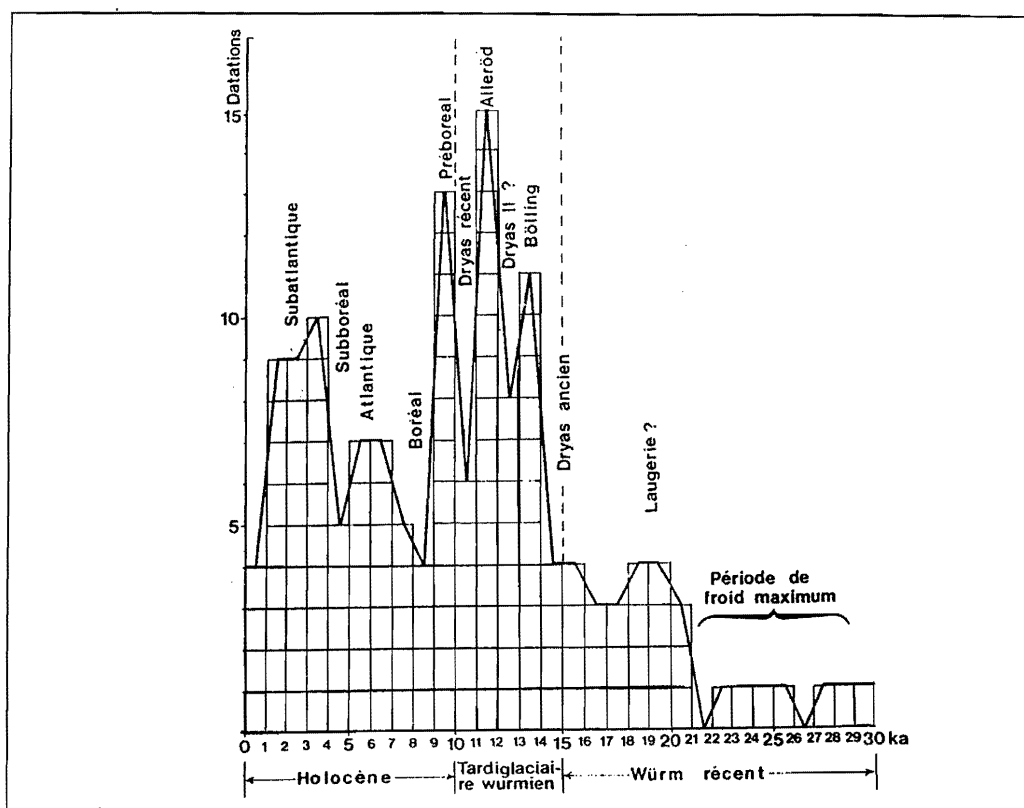


Figure I.29 - Chronologie du Würm récent à l'Holocène à partir du diagramme de fréquence des âges U/Th sur des concrétions endokarstiques des montagnes alpines s.l.
(d'après R. Maire, 1990)

(A.G. Latham et al., 1979 ; P. Rowe et al., 1988 ; P. Audra et P. Rochette, 1993). Le paléomagnétisme dans les concrétions repose sur deux sources de rémanence (A.M. Perkins et B.A. Maher, 1993) ; la première provient des microdébris de magnétite ou d'hématite transportés par les infiltrations puis piégés et conservés dans le sédiment (concrétion ou argile) ; la seconde est issue du lessivage par les eaux de percolation d'oxydes de fer contenus dans le sol. Ces minéraux magnétiques vont conserver leur orientation acquise durant la cristallisation du spéléothème (en l'absence d'ouverture du système cristallin et de contamination ultérieure). Cette rémanence naturelle des concrétions (A.R.N.) est généralement de faible intensité. Ici, contrairement aux échantillons prélevés pour la méthode U/Th, les concrétions les plus propices à l'analyse paléomagnétique sont celles contenant le plus d'impuretés.

L'application de cette méthode par Ph. Audra (1994) dans l'étude des remplissages de la grotte Vallier (Vercors-France) a permis de mettre en évidence des spéléothèmes possédant un magnétisme inverse attribué à la période Matuyama (780 ka à 1,7 Ma) et de reconstituer un paléo-fonctionnement du karst durant le Pléistocène ancien.

Il faut, néanmoins, être prudent quant à l'utilisation du paléomagnétisme dans l'étude des spéléothèmes. Celle-ci nécessite impérativement, d'une part, de travailler sur une séquence stratigraphique continue et calée chronologiquement au moins à un endroit ou un autre de la

séquence et, d'autre part, de réaliser des mesures du paléomagnétisme sur l'ensemble de la série stratigraphique afin de saisir la totalité des alternances et des variations d'intensité du champ magnétique. Sans ces précautions préliminaires, nous restons fort sceptique quant à l'usage chronologique du paléomagnétisme à partir des spéléothèmes. Or, il faut se rendre à l'évidence que sous-terre, il existe peu de séquences stratigraphiques continues sur une période suffisamment longue pour utiliser à bon escient le paléomagnétisme. Cette prudence est motivée par l'étude paléomagnétique que nous avons effectuée sur des formations marines et continentales détritiques et carbonatées du piémont méridional de la Sierra Prieta (Andalousie) dans le cadre de l'Action Intégrée franco-espagnole (1994-1995). Or, il se trouve qu'un certain nombre de ces formations (ici calées chronologiquement) correspondent aux différents événements (Réunion, Olduvai et Jaramillo) de la période Matuyama ! Si ces formations n'avaient pas été calées chronologiquement, on peut imaginer les erreurs d'interprétation qui auraient pu être introduites et d'affectation aux variations paléomagnétiques (R. Baena et al., 1996 et *infra* : La Transversale de Ronda, Chapitre 3).

2.2.2.5. Les variations isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans les spéléothèmes

Particulièrement performante dans l'analyse des sédiments océaniques (à partir des tests de foraminifères)

et des glaces continentales (à partir des bulles d'air), l'étude de l'isotope stable ^{18}O et de son abondance isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) est encore peu fréquente dans les spéléothèmes pour les mêmes raisons que précédemment. Les quelques expérimentations qui ont été réalisées (C. Duplessy, 1967, 71 ; M. Gascoyne *et al.*, 1978 ; P. Sorriaux, 1982), sont cependant riches d'intérêt, d'une part, d'ordre paléoclimatique puisqu'elles permettent de retrouver la température des eaux météoriques contemporaines du concrétionnement et, d'autre part, d'ordre hydrogéologique puisqu'elles permettent de distinguer l'origine des écoulements (météorique ou hydrothermale). A titre d'exemple, P. Sorriaux dans son étude du système souterrain de Niaux-Lombrives (Ariège-France) a montré que la température durant les optima pléistocène des stades isotopiques 5 et 7 était similaire à celle d'aujourd'hui et légèrement plus élevée durant les stades 9 et 11.

2.2.2.6. L'analyse pollinique

La construction des spectres polliniques, à partir de la reconnaissance des pollens conservés dans les sédiments, permet de reconstituer avec une relative précision l'environnement végétal (M. Girard, 1987). Cette méthode a été appliquée pour la première fois sur des planchers stalagmitiques appartenant à des cavités qui présentaient un intérêt préhistorique (Arl. Leroi Gourhan, 1967 ; B. Bastin 1975). Depuis son application aux stalagmites par B. Bastin (1978), cette méthode a pris un essor considérable et s'avère particulièrement performante pour la reconstitution paléoclimatique, notamment en croisant les résultats aux calages chronologiques (datations, industries préhistoriques...). A titre d'exemple, les travaux du regretté B. Bastin (1980, 1982, 1986, 1988, 1990), à partir des spéléothèmes, ont permis de déterminer avec précision l'évolution de la végétation durant l'Holocène et le Pléistocène récent et moyen de Belgique ; cette reconstitution paléobotanique n'aurait pas été possible sans la détermination des pollens contenus dans les spéléothèmes.

L'objectif de cette présentation était de mettre en avant l'opérativité des spéléothèmes dans toute approche karstogénique et morphogénique d'un massif calcaire. De ce fait, seules les données et les méthodes allant dans ce sens ont été abordées, ce qui explique le caractère non exhaustif de cette présentation.

Les spéléothèmes présentent un double intérêt. Ils sont, tout d'abord, intéressants par eux-mêmes étant donné que leur existence dépend d'un enchaînement systémique intégrant les conditions internes et externes du karst ; et, ils sont, également, intéressants par l'ensemble des

informations transmises par les eaux de percolation qui y ont été conservées. Si actuellement et à juste raison le contenu des spéléothèmes est privilégié par les approches méthodologiques, il nous paraît essentiel d'insister sur la portée de l'essence-même d'une concrétion sous-terre et de s'interroger sur ses causes ; l'approche idéale étant de pouvoir croiser les enseignements déduits de sa présence avec les informations issues de son contenu (figure ou tableau). Aussi, grâce à cette multiplicité de sources d'information, les spéléothèmes constituent des outils particulièrement performants permettant, entre autres, d'appréhender les modalités et les conditions du concrétionnement, de mettre en valeur les vicissitudes de croissance, de révéler des crises morphoclimatiques (lessivage de la couverture pédologique...), de proposer un âge minimum pour le réseau souterrain, de caler des événements (assèchement, écroulement...) et fonctionnements (écoulements incrustants, érosifs...) ayant contribué au façonnement morphologique de la galerie, de mettre en évidence des variations bioclimatiques ainsi que de les caler chronologiquement et de définir leurs caractéristiques.

Dans notre travail, nous avons essentiellement utilisé les spéléothèmes, d'une part, comme marqueur climatique et plus particulièrement d'un environnement biostatique, et, d'autre part, comme outil de calage chronologique. Nous avons donc pleinement conscience de n'avoir utilisé qu'une infime part des possibilités morphogéniques offertes par les concrétions endokarstiques.

2.3. Conclusions sur les apports des formations endokarstiques

L'étude des sédiments endokarstiques permet de formuler un double constat : ils constituent l'une des composantes essentielles du karst, au même titre que les vides, dont certains sont d'ailleurs issus ; et ils sont indissociables du vécu du karst quel que soit son mode et son degré d'évolution.

Présents, dans certains cas, dès les prémices de la karstification, ils constituent un enregistreur irremplaçable des différents événements qui ont marqué le développement du karst, et ce, parfois, jusqu'au terme-même de son évolution ; terme dont ils peuvent révéler les circonstances (fermeture, isolement de système, d'un point de vue thermodynamique). Cette qualité de mémoire est directement liée à une autre capacité du karst : celle de conserver l'essentiel des sédiments (jusqu'au recoupement des vides par la surface topographique, voire au-delà⁽¹⁾).

Les sédiments endokarstiques constituent donc un outil essentiel pour saisir la genèse d'un karst. Néanmoins, les informations issues de leur étude ne prennent une réelle

(1) On peut évoquer ici la présence des édifices stalagmitiques sur une des lignes de crête sommitale de la Sierra de las Nieves ; ces édifices ont survécu au recoupement de la cavité dans laquelle ils s'étaient développés et leur induration fait qu'ils jouent le rôle de roche dure par rapport à la roche environnante.

valeur karstogénique que lorsqu'elles sont confrontées aux enseignements des analyses spéléomorphologique et hydrogéologique (structures actuelle et passée du drainage karstique).

Dans le même ordre de pensée, il apparaît essentiel de ne pas raisonner sur un seul type de dépôts, mais de prendre en compte les différents sédiments présents et de croiser leurs informations karstogéniques ; l'idéal étant de travailler sur des séquences sédimentaires disposées dans différents secteurs et types de conduits du système étudié. Cette perspective étant peu fréquente, on peut être amené à raisonner sur un ou plusieurs types de sédiments isolés. La validité de l'interprétation à partir de ces dépôts épars repose sur la prise en compte de la multi-hétérogénéité du karst qui, pour mémoire, est d'ordre à la fois dimensionnel (de la fissure au grand volume souterrain), litho-structural (présence ou non de niveaux affouillables et/ou imperméables, degré de fracturation), mécanique (proximité d'un escarpement...), hydrologique (galeries sèches, torrents, lacs, zone noyée...), topographique (élargissement ou rétrécissement de la galerie, déclivité descendante ou ascendante...), d'ordre climatique et atmosphérique (proximité de la zone d'entrée, ventilation ou non...), géographique (position du réseau sous tel ou tel domaine bio-géographique...), et géomorphologique (positionnement du réseau par rapport aux bornes-limites externes du gradient hydraulique...).

Cette hétérogénéité va, en effet, se répercuter inéluctablement sur la situation, le mode de formation, la nature et la signification des sédiments endokarstiques. A titre d'exemple, on n'interprétera pas de manière identique la présence de dépôts clastiques de facture périglaciaire dans une zone d'entrée ou à l'intérieur du massif. C'est pourquoi, il est essentiel de replacer systématiquement le sédiment dans son environnement endokarstique. Dans le cas d'une cavité recoupée, il est, alors, nécessaire de replacer ce vestige endokarstique dans ce qui était son contexte paléogéomorphologique.

L'hétérogénéité du karst a une autre incidence sur la répartition des remplissages : un même contexte environnemental *s.l.* va produire différentes familles de dépôts synchrones à l'intérieur du karst. Par exemple pour une même structure de drainage de type unaire et à un moment *t*, la nature des sédiments détritiques de la zone vadose et de la zone noyée est différente. Dans la première zone, les dépôts grossiers et sableux dominent, alors que, dans la seconde, ce sont les sédiments fins de décantation (limons et argiles). D'où l'importance de tendre à bien replacer le sédiment dans son contexte spéléomorphologique et à l'intérieur de la (paléo)structure de drainage karstique.

Il est également important de considérer les hétérogénéités dimensionnelles et fonctionnelles qui marquent chacune des zones hydrogéologiques. Dans la zone vadose, les sédiments du réseau de fissuration ne sont évidemment pas les mêmes que ceux des galeries ;

dans les galeries, les dépôts diffèrent selon la vitesse des écoulements qui est fonction de la largeur du lit et de la déclivité, passage d'une galerie méandrique à une salle, etc... Dans la zone noyée, les conditions de sédimentation ne sont pas identiques dans les drains et dans les systèmes-annexes de drainage. D'une manière générale, les sédiments les plus fins se décantent préférentiellement dans les secteurs de plus faible énergie : les systèmes-annexes. Mais, du fait de leur fonction régulatrice, on rencontre également dans ces conduits-annexes des dépôts plus grossiers (limono-sableux) provenant des drains lors des périodes de crue ; la différence sédimentologique entre ces deux fonctions hydrologiques de la zone noyée va se marquer par une conservation quasi-systématique des sédiments dans les systèmes-annexes et un maintien plus aléatoire dans les drains.

Si, à l'intérieur d'un même système unaire, il y a sédimentation synchrone de différentes familles de dépôts, que dire lorsqu'on est en présence d'un système binaire (actuel ou hérité) où s'ajoutent, surtout dans la zone vadose, d'autres conditions de sédimentation (écoulement à forte énergie, matériel allochtone...) ?

Ces différentes mises au point ou rappels ont pour seul objectif d'insister sur le fait que la signification donnée à un même type de sédiment sera différente selon le contexte endokarstique : un dépôt de décantation situé dans une zone noyée (actuelle ou héritée) et dans un puits n'a pas le même sens génétique et événementiel.

L'interprétation des remplissages endokarstiques de même nature n'étant pas toujours aisée, on a donc tout intérêt à travailler sur des séquences sédimentaires composées d'un empilement vertical de différents types de dépôts. Les séquences sédimentaires présentent un double l'avantage : elles comportent une dimension temporelle et expriment visuellement des modifications sédimentogénétiques. Étant donné que les différents épisodes sédimentaires se sont déposés dans un même contexte spéléologique (galerie de telle dimension, de telle déclivité...), chaque unité au sein de la séquence permet de rendre compte des conditions spécifiques d'ordre hydrogéologique, environnemental et spéléogénique en prenant les mêmes précautions analytiques que pour l'étude des sédiments isolés. A l'intérieur d'une séquence, l'étude des discontinuités (emboîtement, contact oblique) est généralement fort instructive puisque celles-ci correspondent à des phases d'érosion et de non-dépôt, donc à des modifications hydrologiques à l'intérieur du conduit dont il faut ensuite rechercher les causes. Une même attention doit être portée quand on relève des passages brutaux d'un type de dépôt à un autre (exemple d'un niveau stalagmitique à l'intérieur d'une série déritique). Il est également nécessaire de prendre en compte l'échelle temporelle d'une discontinuité stratigraphique : celle-ci peut être

saisonnaire comme elle peut être d'ordre aléatoire (décolmatage d'un tronçon d'une paléostructure de drainage entraînant une modification des circulations endokarstiques ; crue et mise en charge exceptionnelle du karst...).

En dehors des exemples qui sont traités dans l'étude endokarstique du massif du Vercors (France) et des Serranías de Ronda (Espagne), nous renvoyons le lecteur aux travaux sur des séquences sédimentaires remarquables de Y. Quinif et *al.* (1979, 1987), P. Sorriaux (1982), R. Maire (1990) et A. Bini (1990).

Dans cette conclusion, il nous paraît important d'indiquer quelles sont les approches fondamentales pour une interprétation correcte des sédiments endokarstiques, notamment en vue d'une dimension karstogénique, voire paléogéographique. Dans l'idéal, l'ensemble de ces approches devrait être mené ; dans les faits, il en est autrement. En effet, de nombreux réseaux spéléologiques ne possèdent pas⁽¹⁾ ou plus de remplissages, et quand ils en ont, ceux-ci sont souvent à l'état de lambeaux isolés à partir desquels il est difficile de développer un raisonnement karstogénique sérieux. Lorsque les réseaux contiennent des séquences sédimentaires accessibles (zone vadose)⁽²⁾, celles-ci ne nous sont révélées que grâce à des recreusements ultérieurs qui les ont façonnées en terrasses. Il est beaucoup plus fréquent de cheminer sur (parfois sous) de magnifiques séquences sédimentaires, dont on ignore l'existence (Figure I.30). Dans ces circonstances imposées par le milieu et étant donné qu'on raisonne sur des transects longitudinaux discontinus et/ou sur des séquences verticales partielles ou tronquées, l'approche méthodologique doit être d'autant plus rigoureuse.

En dehors de sa nature (détritique, chimique, biologique...) qui possède une signification génétique, il apparaît indispensable de traiter des relations suivantes :

2.3.1. Le sédiment et le cadre géologique

Il est primordial de confronter le remplissage avec la (ou les) nature(s) lithologique(s) de l'encaissant, afin de définir son origine (allochtone, autochtone...). La présence de matériel (du galet au grain) actuellement absent du massif abritant le réseau permet soit de révéler l'existence d'anciennes couvertures géologiques (concordantes ou non) ayant été digérées par la dissolution ou décapées par l'érosion (sédiments parautochtones hérités), soit de mettre en évidence un ancien comportement binaire du système karstique ; dans ces deux cas, il faut alors se demander si on est en présence d'un dépôt en place contemporain de ces paléo-fonctionnements ou remanié. Bien qu'il soit souvent difficile de répondre de manière catégorique, le fait que ce remplissage appartienne à une structure fonctionnelle ou

non peut être déjà un premier élément de réponse.

Il est également important de confronter le dépôt à son environnement structural (présence de niveaux affouillables, imperméables, pendage, fracturation) et aux conditions mécaniques du massif (proximité d'un versant, épaisseur des terrains sus-jacents...) qui peuvent favoriser certaines familles de sédiments (clastiques, concrétionnement...).

2.3.2. Le sédiment et la structure de drainage

Le fait que le sédiment appartienne à une structure de drainage fonctionnelle ou héritée n'aura pas la même portée karstogénique. Cette reconnaissance faite, il faut ensuite distinguer la zone dans laquelle se sédimente (ou s'est déposé) le remplissage : zone vadose ou zone noyée. Dans le cas d'une structure héritée, il est fondamental de constater si celle-ci est totalement exempte de ruissellements (galerie fossile des spéléologues), ou si celle-ci est parcourue par des écoulements (recoupant et/ou exploitant sur une plus ou moins longue distance l'ancienne structure). Dans le premier cas, le caractère hérité des sédiments ne fait presque pas de doute. Dans le second cas, les sédiments peuvent être anciens comme ils peuvent être contemporains des circulations "actuelles" ; l'étude des figures de sédimentation (imposées par le contexte morphologique et topographique de la galerie et les conditions d'écoulement) permet généralement de faire la part entre ces différentes générations de dépôts.

2.3.3. Le sédiment, l'âge et l'environnement morphospéléologique

On peut distinguer globalement trois types de situation : les sédiments hérités (en place ou ayant été remaniés), les sédiments hérités actuellement remaniés, et les sédiments actuels ; chaque cas apportant des enseignements spécifiques.

Les sédiments actuels (tant détritiques que chimiques) permettent de définir un cadre de référence sédimentologique tenant compte des spécificités internes (géologique, degré d'évolution du karst...) et externes (contexte bio-pédologique et climatique, cadre géomorphologique fixant les bornes-limites du gradient hydraulique...) du système karstique. Les spéléothèmes apparaissent ici particulièrement performants car ils sont fort sensibles aux variations environnementales.

Les sédiments hérités actuellement remaniés correspondent le plus souvent à des dépôts détritiques pléistocènes s'étant déposés dans des conditions spécifiques (ennoiment de la zone vadose, décharge de matériel gélifracé via les puits...). Plus rarement, le remaniement peut également affecter des dépôts forts anciens, notamment dans le cas d'une réactivation naturelle (lié à un recouplement par un réseau de puits) ou

⁽¹⁾ Cette absence de dépôts a également une signification karstogénique.

⁽²⁾ Accessible pour nous qui ne pratiquons pas l'exploration spéléonautique.

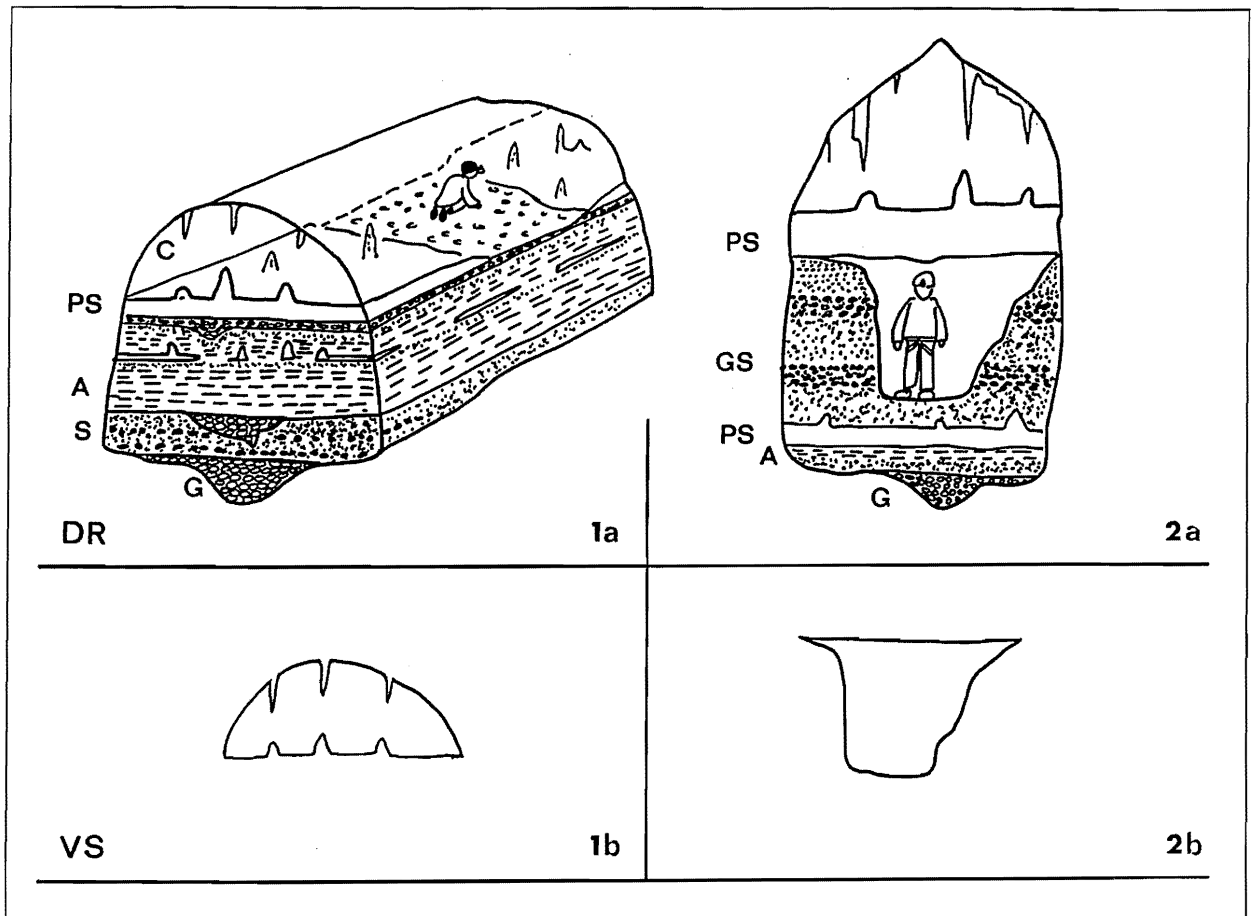


Figure I.30 - Entre réalité et perception des remplissages endokarstiques (d'après Y. Quinif, 1991)

D.R. : Données réelles de la galerie et des remplissages endokarstiques

V.S. : Vision de la galerie par le spéléologue

1. a.-1. b. : Le spéléologue chemine sur une importante séquence stratigraphique (PS : plancher stalagmitique ; A : dépôt argileux ; S : dépôt sableux ; G : galets ; C : concrétion ;

2. a.-2. b. : Le spéléologue chemine sous un plancher stalagmitique et dans le recreusement partiel (G.S.) d'une série détritique.

anthropique (pompage) d'une ancienne structure de drainage karstique. Les sédiments carbonatés hérités sont intéressants dans le sens où ils permettent de caler de manière directe ou non les vides dans lesquels il se sont développés.

Les sédiments hérités qui sont contemporains d'anciens modes de fonctionnement du karst, sont particulièrement intéressants pour les reconstitutions karstogéniques. Les réseaux ayant la plus forte probabilité de contenir d'anciens sédiments sont ceux ayant appartenu à la zone noyée et plus particulièrement les systèmes-annexes. Cette fréquence est essentiellement due au caractère continu des conditions de sédimentation, et au caractère granulométrique des remplissages qui sont composés surtout de débris très fins difficilement remobilisables (courbe de Hjulström ; figure I.11). Le problème de ce type de sédiment est justement cette relative homogénéité granulométrique qui demande une approche analytique détaillée (granulométrie fine, détermination des argiles par diffraction...) pour aborder les différents enseignements karstogéniques. Les dépôts situés dans la zone vadose sont beaucoup plus variés mais

aussi plus grossiers, plus facilement remobilisables et donc plus éphémères. C'est pourquoi la présence de séquences sédimentaires complètes et/ou continues (longitudinalement et transversalement) y est extrêmement rare. De plus, les sédiments de la zone vadose facilement identifiables sont, peut-être aussi, plus délicats à exploiter ; il sont, en effet, fort sensibles aux caractères topographiques du conduit (déclivité, élargissement...), d'où la nécessité de croiser sans cesse ces sédiments avec leur environnement morphospéléologique.

Il existe un quatrième cas plus particulier. Il s'agit d'anciens conduits souterrains qui ont été totalement colmatés par des matériaux extérieurs répondant à une autre processus paléogéographique de type transgression marine ou épandage sidérolithique. Ces conduits karstiques ont alors valeur de paléokarst géologique (exemple des gouffres à phosphate du Quercy - France-).

Il nous apparaissait important dans le cadre de cette conclusion d'insister sur l'intérêt fondamental des sédiments endokarstiques dans la karstogénèse, mais également sur la complexité de la sédimentation à

l'intérieur du karst qui nécessite une approche et une interprétation prudentes. C'est ce que nous avons essayé de mener à bien dans notre étude endokarstique au travers de l'hierarchie méthodologique suivante :

- reconnaissance des différents types de formation dans un réseau ;
- études stratigraphiques, granulométriques, morphoscopiques et pétrographiques des dépôts isolés. Cette étude globale est ensuite corrélée à l'étude morphostructurale de la cavité ;
- détermination des relations spatio-temporelles entre les dépôts isolés, et définition des profils longitudinaux de sédimentation ;
- étude des séquences sédimentaires (même protocole que pour les sédiments isolés) et définition de leurs relations avec les dépôts isolés. Lors de l'étude séquentielle, une modélisation qualitative des mécanismes de sédimentation est proposée ;
- définition des informations karstogéniques contenues dans le remplissage et croisement de ces informations à l'échelle de la cavité, puis du massif.

3. CONCLUSIONS SUR LES APPORTS DE L'ENDOKARST

L'endokarst constitue un outil morphogénétique indéniable grâce à l'existence de deux mémoires contenues respectivement dans les formes et formations souterraines.

La première mémoire permet de saisir ponctuellement l'organisation et l'évolution des structures de drainage karstique qui se sont relayées depuis les premières phases de karstification jusqu'à nos jours ; dans la plupart des cas, le système karstique actuel a "l'imprégnature" de ce vécu.

La seconde mémoire permet de reconstituer la spéléogénèse en tenant compte, à la fois, des caractères et degrés d'évolution du système et des conditions extérieures (bioclimatiques, géomorphologiques...).

La validité informationnelle de ces deux mémoires passe par la prise en compte de l'étude des différents types de cavité (de la petite cavité au grand gouffre), des différents types de conduits contenus dans ces cavités, et des différentes familles de dépôts contenus dans ces conduits. Ce n'est qu'à l'issue de cette démarche basée sur les différents niveaux de relation "contenant-contenu" que l'endokarst acquiert une incontestable valeur de marqueur permettant de reconstituer, et dans certains cas de caler, les grands événements ayant ponctué la morphogénèse régionale.

Le croisement des informations contenues dans les formes et formations endokarstiques permet, entre-autres, de :

- appréhender les caractères des structures initiales de drainage souterrain d'un massif karstique ;
- aborder les fonctionnements anciens de ces systèmes

(fonctionnement unaire ou binaire) et leurs répercussions spéléogéniques (fonctionnement paragénétique, syngénétique des drains de la zone noyée...) ;

- définir l'évolution de ces structures vers un fonctionnement thermodynamique en système isolé ou en système fermé, même dans certains cas de caler chronologiquement ce type de passage ;

- rechercher et déterminer les causes qui ont présidé aux différents stades d'évolution endokarstique (à l'échelle de la structure de drainage, du conduit spéléologique et du remplissage) ; ces causes peuvent être d'ordre interne (géologique, tectonique...) et/ou externe (bio-climatique, géomorphologique, eustatique...). C'est pourquoi, il est important de bien définir le cadre géologique et le contexte paléogéographique régional avant d'entreprendre une étude endokarstique. Cela est particulièrement important dans la compréhension de l'emplacement du niveau de base, et de l'évolution spatio-temporelle de cet emplacement. Il existe fréquemment, pour ne pas dire toujours, un phénomène de "come-back", étant donné que l'étude endokarstique permet de préciser, de caler le contexte paléogéographique, voire de rectifier ou nuancer l'importance donnée à certains événements paléogéographiques définis à partir de la seule étude des morphologies superficielles ;

- préciser ponctuellement la structure de drainage actuelle, dont il reste à définir le fonctionnement hydrogéologique et hydrochimique.

L'ensemble de ces informations doit ensuite être croisé avec les enseignements issus de l'étude exokarstique et de la dynamique actuelle.

LIVRE II

PREMIÈRE PARTIE



INTRODUCTION GÉNÉRALE À LA CONNAISSANCE DU VERCORS

PREMIÈRE PARTIE

INTRODUCTION GÉNÉRALE À LA CONNAISSANCE DU VERCORS

CHAPITRE I. LE CADRE GÉOLOGIQUE

1. LE CONTEXTE SÉDIMENTAIRE

- 1.1. La séquence sédimentaire secondaire
- 1.2. La séquence miocène

2. LES DONNÉES LITHO-STRATIGRAPHIQUES

- 2.1. Les ensembles carbonatés du Secondaire
 - 2.1.1. L'ensemble portlandien
 - 2.1.2. L'ensemble valanginien
 - 2.1.3. L'ensemble barrémo-aptien inférieur
 - 2.1.4. L'ensemble Crétacé supérieur
- 2.2. Les assises du Tertiaire
 - 2.2.1. L'ensemble continental paléogène
 - 2.2.2. L'ensemble "molassique" miocène

3. LE DISPOSITIF STRUCTURAL

CHAPITRE II. L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DU VERCORS

1. L'INDIGENCE DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

2. LA DOUBLE PRÉDOMINANCE DE LA BOURNE DANS L'ORGANISATION DES ÉCOULEMENTS

3. LE RÔLE DE LA STRUCTURE DANS L'ORGANISATION DU DRAINAGE

4. SUR LA PART DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ET DES CONTRAINTES GÉOLOGIQUES DANS L'ÉVOLUTION DES SYSTÈMES KARSTIQUES

CONCLUSION PARTIELLE SUR LE DRAINAGE DU VERCORS

CHAPITRE III. LES APPORTS DE LA CONNAISSANCE DES FORMATIONS DU PIÉMONT ALPIN DANS LA DÉFINITION DU CADRE MORPHOGÉNÉTIQUE

1. L'ÉVOLUTION NÉOGENE DU PIÉMONT SEPTENTRIONAL DU VERCORS

- 1.1. La sédimentation molassique miocène
- 1.2. Les effets de la crise messinienne et la transgression pliocène

2. L'ÉVOLUTION PLÉISTOCÈNE ET LES FLUCTUATIONS DE L'ISÈRE

- 2.1. L'évolution pléistocène au niveau de la cluse de Grenoble-Voreppe
- 2.2. L'évolution pléistocène au niveau du Royans et de la basse-Isère

3. CONCLUSIONS : LE VERCORS SOUS DOUBLE INFLUENCE

Le massif du Vercors ayant été l'objet de notre thèse de 3^e cycle et de plusieurs articles de synthèse (J.J. Delannoy, 1981, 1983, 1984, 1986, 1988, 1991, 1992, 1994) et ayant été couvert par de nombreux travaux des sciences de la terre, de la vie et de l'homme (H. Arnaud, 1981, 1989, 1991 ; A. Arnaud-Vanneau, 1980 ; P. Bintz, 1994 ; G. Monjuvent, 1978 ; Ph. Audra, 1994), nous ne développerons ici que les principaux paramètres d'ordre géologique, paléogéographique *s.l.*, environnemental et géomorphologique, influençant et ayant influencé la karstification. Aussi, en ce qui concerne les raisonnements ayant conduit à telle ou telle information, nous nous permettons de renvoyer le lecteur aux travaux cités ci-dessus, qui sont facilement accessibles.

Cette introduction générale est structurée de la façon suivante :

- une rapide rétrospective des principaux traits géographiques de ce massif ;

- une présentation, sous forme de constat, des caractères litho-structuraux (assises karstifiables, dispositif structural...) et leurs incidences potentielles sur l'organisation du drainage, tant de surface que souterrain ;

- la définition des principaux événements paléogéographiques et paléoclimatiques qui ont commandé la mise en place et l'évolution du réseau hydrographique régional (Isère, Drôme, Bourne...) et qui ont joué sur les "moteurs" de la karstification (gradient hydraulique, apport en H₂O et CO₂...). Si certains de ces événements sont analysables à partir des formes et formations présentes dans le Vercors, la plupart des informations permettant de les définir sont à rechercher au niveau du piémont alpin.

- A l'issue de ces différentes définitions permettant de construire le cadre général dans lequel a évolué (et évolue) le Vercors, il nous paraît important de souligner les "vides" existant au niveau de la connaissance morphologique ; "vides" que nous essayerons de combler par l'étude spécifique du karst.

Massif pré-alpin des Alpes françaises du Nord, le Vercors est limité par de vigoureux escarpements dominant à l'est la vallée du Drac, au nord-est la cluse de Voreppe, au nord la moyenne vallée de l'Isère et au sud la vallée de la Drôme. Seul le rebord occidental sur le Royans est fragmenté par de profondes échancrures : les gorges de la Bourne, de la Vernaison, du Cholet et de la Lyonne (Figure II.1 et carte H.T.). En dehors des épisodes d'ordre tectonique, la morphogenèse du Vercors a été influencée par l'évolution du niveau de base régional qu'est l'Isère, elle-même sous la dépendance du Rhône ; le rôle "eustatique" du niveau rhodanien a été plus particulièrement marqué lors de la crise messinienne et des grandes glaciations pléistocènes (P. Mandier, 1988 ; G. Clauzon, 1988, 1991, 1994). Il est, dès lors, intéressant de mesurer l'impact de ces événements paléogéographiques.

D'une altitude moyenne de 1200 m, le Vercors

culmine sur son rebord oriental à 2341 m (Grand Veymont) et à 2284 m (Grande Moucherolle). Ce massif forestier de moyenne montagne, d'environ 1350 km², est disposé en une succession de monts, de vals et de plateaux d'orientation générale nord-sud. Cet agencement du relief est accidenté en son centre par les gorges transverses de la Bourne au fond desquelles confluent les principaux exutoires karstiques du massif (Goule Blanche, Goule Noire, Arbois-Bournillon, grottes de Choranche). En dehors des cours d'eau relativement indigents qui drainent le fond des synclinaux molassiques, l'essentiel du drainage du Vercors est endokarstique. Le Vercors compte parmi les domaines spéléologiques français les plus convoités. Ce massif, qui a connu dans les années 50 l'épopée du "Premier - 1000 m" mondial avec le gouffre Berger, reste à la hauteur de sa renommée. Avec plus de 2000 cavités, le Vercors possède un atout majeur pour notre approche : la diversité de ses modelés souterrains.

Massif de transition entre les Préalpes du Nord et du Sud, le Vercors présente en surface une étonnante diversité de paysages issus d'une complexe combinaison entre les caractères géologiques et les processus d'érosion liés aux conditions climatiques passées et actuelles. La carte géomorphologique du massif du Vercors (H.T.) a pour objet d'exprimer, à la fois, la diversité de ces paysages, leur genèse passée et leur évolution actuelle.

Plusieurs raisons ont motivé le choix de ce massif, en dehors du fait que nous en avons déjà une bonne connaissance.

La distribution altitudinale des différentes entités géographiques permet au Vercors de contenir une riche palette de paléoformes qui se sont agencées dans des contextes paléogéographiques divers : les hauts reliefs ont enregistré les périclimes climatiques pléistocènes (dynamique glaciaire et/ou périglaciaire) alors que les "bas-reliefs" ont pu conserver des topographies tertiaires antérieures à l'incision généralisée du réseau hydrographique.

Le fait que l'essentiel des structures de drainage karstique soit dépendant de la Bourne, constitue un précieux outil dans le sens où il nous autorise à comparer différentes structures de drainage karstique ayant eu un vécu commun : l'encaissement de la Bourne. Dès lors, il est intéressant d'appréhender les différents types de réponse du karst et d'en rechercher les causes qui peuvent être d'ordre soit litho-structural, soit environnemental *s.l.*

L'étude de ces différentes réponses du karst repose essentiellement sur nos observations et sur les explorations spéléologiques qui, chaque année, permettent de mieux appréhender l'agencement des systèmes endokarstiques, et aussi sur les synthèses spéléologiques impulsées par les Comités Départementaux de Spéléologie de la Drôme et de l'Isère, *via* leurs publications (L.S.D. et Scialet). Sans cet ensemble de connaissances, notre recherche n'aurait pu aller aussi loin.

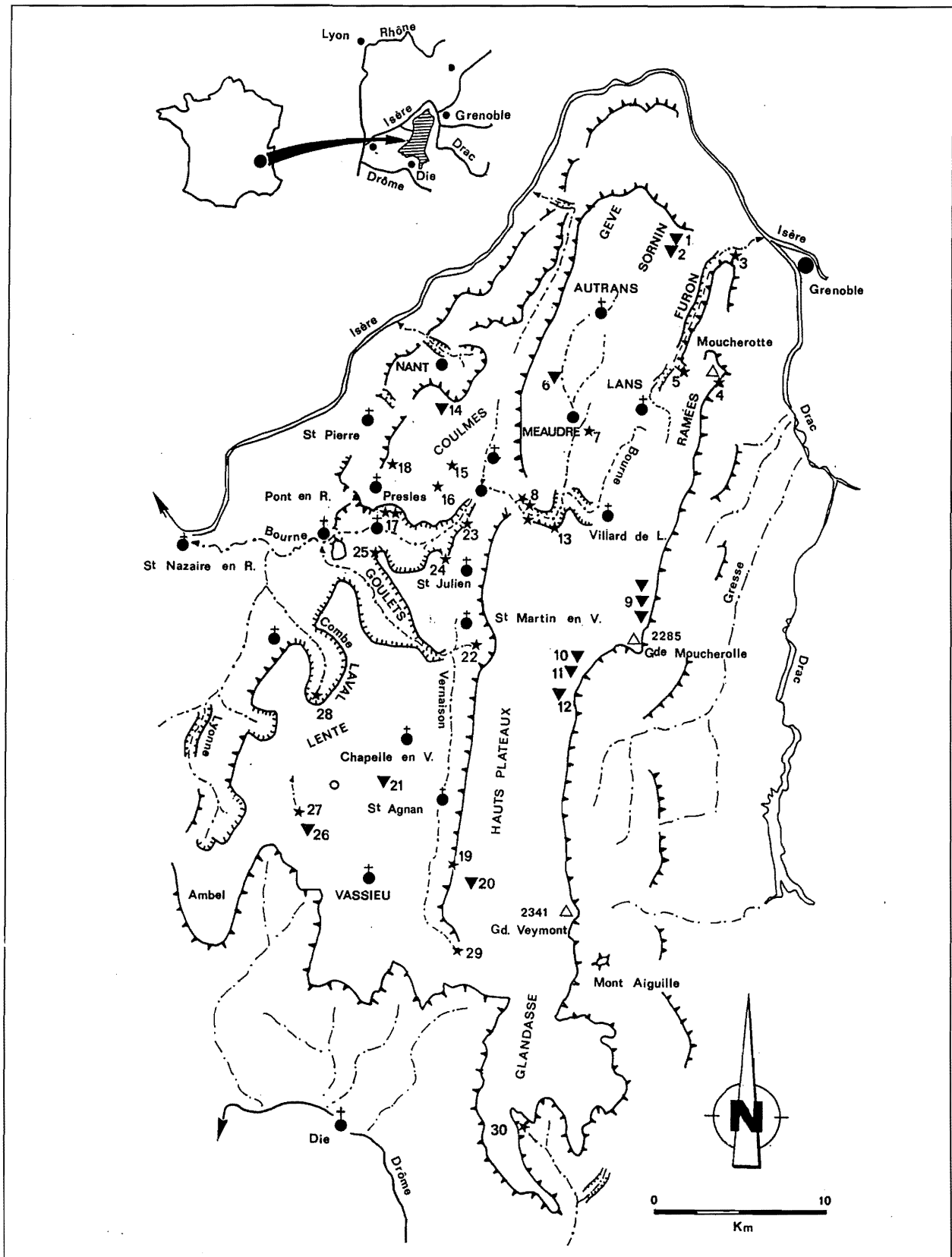


Figure II.1 - Situation géographique du massif du Vercors

1 : Emergence karstique/grotte ; 2 : Gouffre. Les grottes et gouffres numérotés correspondent aux cavités traitées dans ce travail.

1 : Gouffre Berger ; 2 : Scialet de la Fromagère ; 3 : Caves de Sassenage ; 4 : Grotte Vallier ; 5 : Bryant ; 6 : Trou qui Souffle ; 7 : Antre de Vénus ; 8 : Grotte Favot/ Goule Noire ; 9 : Système du Clot d'Aspres ; 10 : Combe de Fer ; 11 : Clos de la Fure ; 12 : Antre des Damnés ; 13 : Goule Blanche ; 14 : Grotte de Bury ; 15 : Pot Siva ; 16 : Grotte de Pré Létang ; 17 : Grottes de Choranche ; 18 : Grotte de Marignat ; 19 : Grotte de la Luire ; 20 : Scialet Vincens ; 21 : Scialet des Neufs ; 22 : Emergence de l'Adouin ; 23 : Sources d'Arbois ; 24 : Grotte de Bournillon ; 25 : Grotte Pabro ; 26 : Scialet de l'Appel ; 27 : Grotte du Brudour ; 28 : Emergence du Cholet ; 29 : Trou de l'Aygze ; 30 : Emergence d'Archiane.

CHAPITRE I**LE CADRE GÉOLOGIQUE**

Ce chapitre a pour objet de définir les traits généraux du cadre géologique du Vercors. Nous insisterons plus particulièrement sur les paramètres litho-structuraux favorables à l'agencement de structures de drainage endokarstique. Cette définition des paramètres d'état est essentielle pour la compréhension de l'organisation endokarstique et des formes d'évolution des systèmes karstiques de ce massif (système ouvert, système fermé d'un point de vue thermodynamique).

1. LE CONTEXTE SÉDIMENTAIRE

Le massif du Vercors est exclusivement composé de terrains sédimentaires secondaires et tertiaires essentiellement d'origine marine. On distingue communément deux "séquences" sédimentaires marines : la "séquence secondaire" (Jurassique et Crétacé) qui se caractérise par une alternance de terrains carbonatés et marneux, et la "séquence miocène" où dominent les formations détritiques.

1.1. La séquence sédimentaire secondaire

Durant le Jurassique supérieur et une grande partie du Crétacé, le Vercors appartient à la plate-forme carbonatée jurassienne et subalpine ; le Vercors correspond, au sud, à la limite méridionale de cette plate-forme qui se raccorde au domaine vocontien.

La séquence stratigraphique ainsi que la répartition spatiale des corps sédimentaires que l'on rencontre dans le Vercors, sont l'expression visible des variations eustatiques et du modelé différencié de la plate-forme ; ce modelé résultant, à la fois, du travail de l'érosion lors des phases d'émersion et de l'action des courants marins (A. Arnaud-Vanneau et H. Arnaud, 1989, 1991). Si on prend en compte les terrains secondaires affleurant aujourd'hui dans le Vercors, on relève trois phases de sédimentation carbonatée de type plate-forme, chacune d'extension croissante vers le Sud. Au Jurassique supérieur (Portlandien), la sédimentation calcaire se limite à l'extrémité septentrionale, elle concerne au Valanginien la bordure nord-occidentale, et elle affecte l'ensemble de ce domaine, du Barrémien à l'Aptien inférieur (Figure II.2 et II.3).

Après une courte lacune stratigraphique (Aptien supérieur), le Vercors connaît une nouvelle phase de sédimentation carbonatée correspondant cette fois à un milieu circa-littoral plus ou moins profond (Albien et Crétacé supérieur).

1.2. La séquence miocène

Après une longue phase d'émersion (Crétacé terminal-Aquitainien), ce domaine connaît un nouvel épisode marin. Les sédiments miocènes, aujourd'hui essentiellement présents dans les dépressions synclinales du Vercors, se caractérisent par des faciès détritiques où dominent les formations sablo-gréseuses et conglomératiques composées de matériel autochtone carbonaté mais également allogène (Y. Bravard, 1963 ; J. Bocquet, 1963 ; G. Latreille, 1969 ; G. Demarcq, 1970 ; G. Demarcq et J. Perriaux, 1984 ; P. Mandier, 1980 ; G. Clauzon et coll., 1990). Ces formations sont l'expression d'une dynamique complexe engendrée par le soulèvement des Alpes internes qui a provoqué le déplacement du domaine marin vers le NW, et la subsidence du fossé péri-alpin septentrional dit bassin molassique. Par sa position intermédiaire, le Vercors est soumis à l'influence de ces deux domaines paléogéographiques *s.s.* ; influence sur laquelle nous reviendrons par la suite (*infra* : 3 de ce chapitre).

2. LES DONNÉES LITHO-STRATIGRAPHIQUES**2.1. Les ensembles carbonatés du Secondaire**

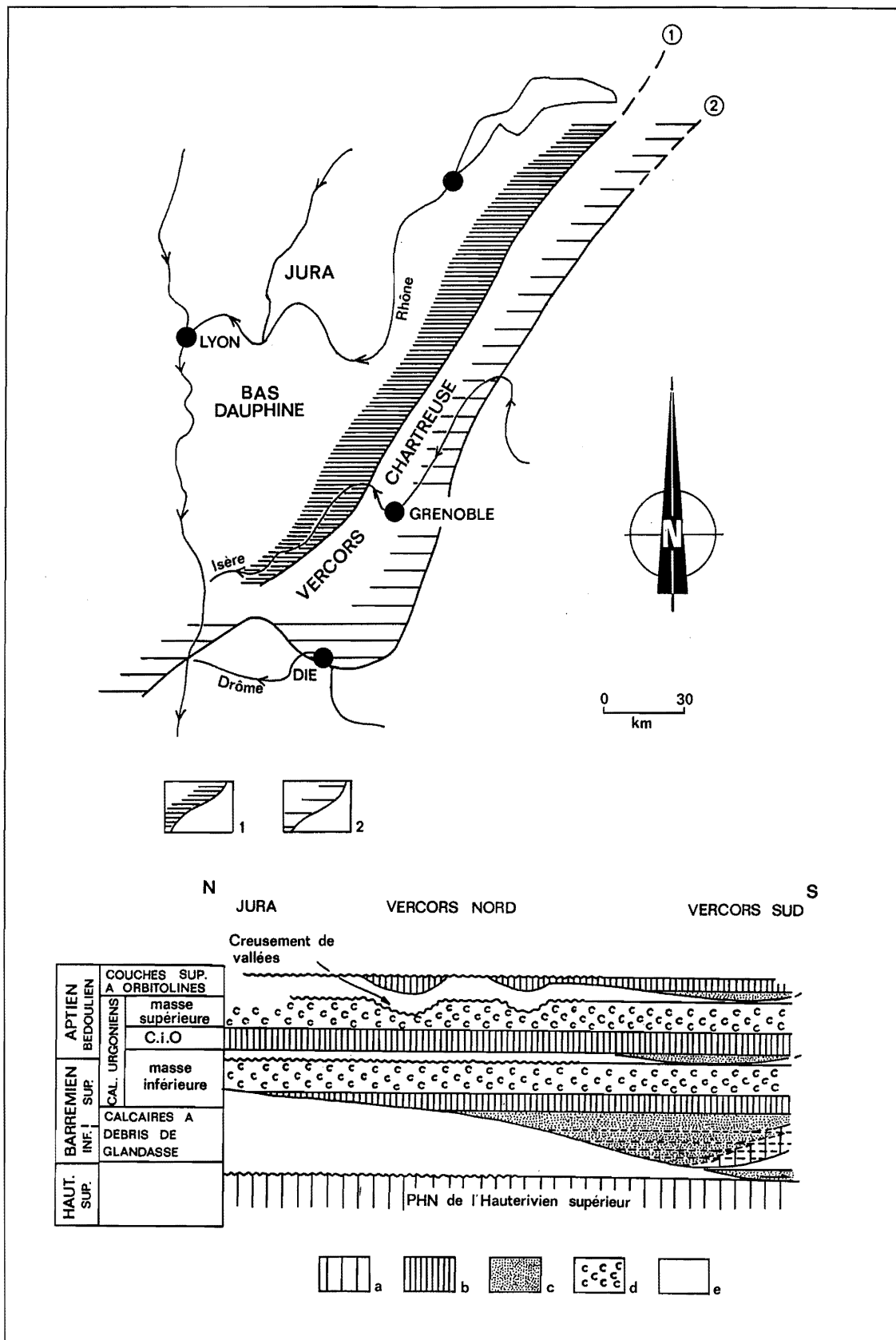
Dans le Vercors, on distingue quatre grands ensembles carbonatés séparés par des niveaux argilo- ou sablo-carbonatés ; ces niveaux jouent vis-à-vis des circulations endokarstiques le rôle soit de substratum, soit de couverture en fonction du dispositif structural et du contexte géomorphologique (Figure II.3 et II.4).

2.1.1. L'ensemble portlandien

Les calcaires du Portlandien sont présents sur les marges extérieures du Vercors. Au nord, ils affleurent au niveau du Bec de l'Echaillon où ils se caractérisent par un faciès sub-récifal (calcaires blancs à Rudistes du domaine jurassien). Sur le rebord oriental et méridional du Vercors, ils présentent un faciès tithonique (calcaires sub-lithographiques compacts). Malgré une forte épaisseur (150 à 300 m), ils sont dans l'ensemble peu karstifiés : ils n'affleurent qu'au niveau de l'escarpement monoclinale du flanc oriental du massif ; sur le revers, la couverture marneuse (Berriasien-Valanginien inférieur) reste prédominante.

2.1.2. L'ensemble valanginien

Cet ensemble, composé de calcaires bioclastiques d'une centaine de mètres d'épaisseur, n'affleure que le long de la vallée de l'Isère (St-Pierre-de-Chérennes - col de Toutes Aures) et au coeur des cluses de la Bourne (village de Choranche) et de la Vernaizon (l'entre-goulets). Malgré l'importante couverture marno-calcaire hauterivienne, les calcaires du Valanginien supérieur



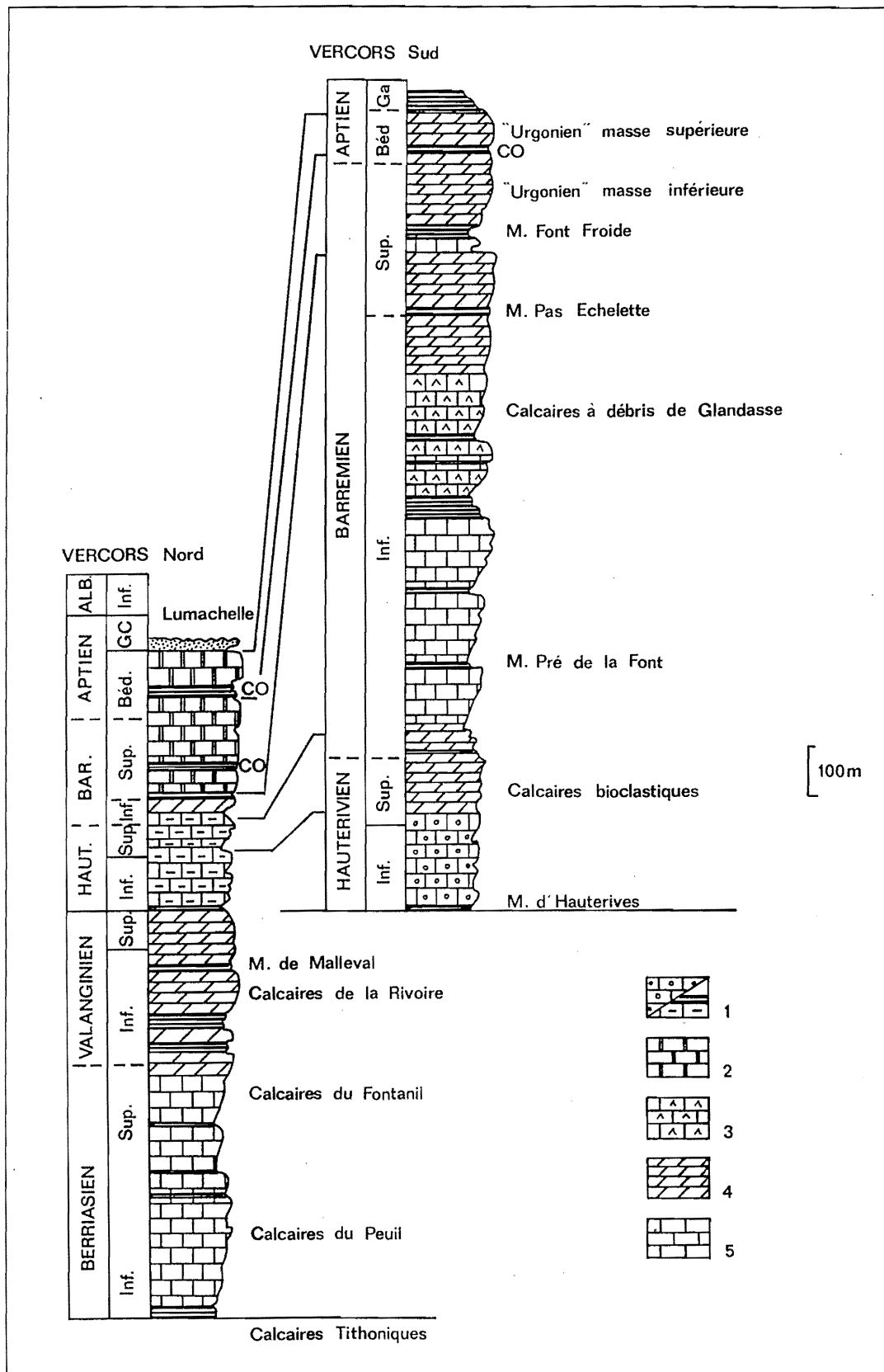


Figure II.3 - Une séquence litho-stratigraphique différenciée entre le Vercors nord et le Vercors sud

1 : Niveaux marneux/calcaires marneux ; 2 : Calcaires à faciès urgonien ; 3 : Calcaires à débris ; 4 : Calcaires bioclastiques ; 5 : Calcaires hémipélagiques.

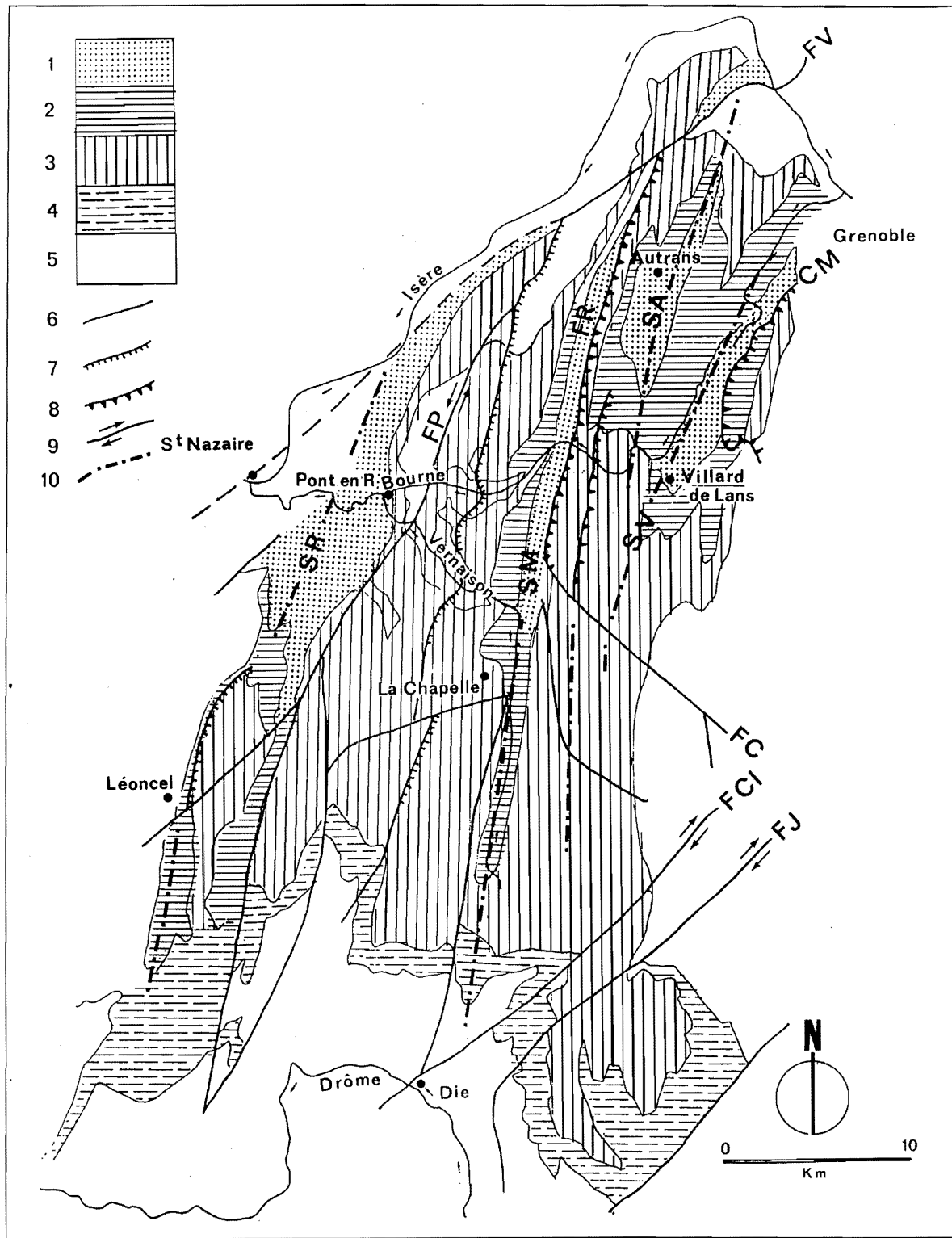


Figure II.4 - Carte géologique simplifiée du Vercors

1 : Molasse miocène ; 2 : Calcaires lités du Sénonien ; 3 : Calcaires à faciès urgonien barrémo-bédouliens ; 4 : Calcaires bioclastiques barrémo-bédouliens ; 5 : Marno-calcaires hauteriviens ; 6 : Faille ; 7 : Faille inverse ; 8 : Front de chevauchement ; 9 : Faille décrochante ; 10 : Axe synclinal ; FV : Faille de Voreppe ; FP : Faille de Presles ; FR : Faille de Rencurel ; CM : Chevauchement du Moucherotte ; FC : Faille de Carette ; FCI : Faille de Cléry ; FJ : Faille de Jasneuf ; SR : Synclinal du Royans ; SM : Synclinal médian ; SA : Synclinal d'Autrans-Méaudre ; SV : Synclinal de Villard de Lans-Engins. Carte dessinée à partir des travaux d'H. Arnaud, 1980.

possèdent des structures de drainage endokarstique ayant pour niveau de base lithologique les marnes du Valanginien inférieur et du Berriasien (ex. du système de Pré-Martin - Choranche).

2.1.3. L'ensemble barrémo-aptien inférieur

Il constitue le principal ensemble karstifiable du Vercors du fait de l'importante extension de ses affleurements. C'est au niveau de cet ensemble que se développent les principaux systèmes endokarstiques de ce massif. Contrairement aux ensembles précédents, sa "couverture" hydrogéologique composée par les terrains de l'Aptien supérieur et de l'Albien est généralement peu épaisse (vingtaine de mètres, exceptionnellement une centaine de mètres dans la région de St-Martin-en-Vercors), discontinue en de nombreux secteurs, et constituée d'assises ayant une certaine perméabilité (calcarénites dans les bancs de la lumachelle, sables glauconieux de l'Albien qui peuvent localement présenter un faciès plus marneux) : soit un ensemble de paramètres pouvant permettre une karstification sous couverture, ce qui n'était pas le cas pour les ensembles du Portlandien et du Valanginien.

Plusieurs faciès caractérisent les dépôts carbonatés de plate-forme du Barrémien-Aptien inférieur : les calcaires bioclastiques et les calcaires à faciès urgonien dont la répartition stratigraphique et géographique est due à la paléogéographie du fond marin et aux variations eustatiques (A. Arnaud-Vanneau et H. Arnaud, 1980, 1981, 1989, 1991). Pour plus de détails, on se reportera à la synthèse réalisée par ces auteurs sur la plate-forme urgonienne (1980, 1981) dont sont extraites les informations suivantes (Figure II.5).

Le dispositif litho-stratigraphique diffère du sud au nord du Vercors. Dans le Vercors méridional, on relève deux séquences carbonatées. A la base, se développe l'épaisse formation bioclastique (pouvant atteindre 2000 m) rapportée au Barrémien inférieur et à la base du Barrémien supérieur. Sur cette première séquence repose la formation urgonienne d'âge barrémien supérieur-aptien basal. Ces deux séquences sont séparées par un niveau marneux (marnes de Font Froide) qui joue parfois le rôle de niveau de base pour les circulations agencées dans les assises urgoniennes.

Dans le Vercors septentrional, on relève un dispositif complètement différent : la formation bioclastique n'atteint qu'une dizaine de mètres d'épaisseur au NW du massif (gorges du Nant), et la formation urgonienne est, au contraire, largement prédominante (250 à 300 m d'épaisseur) ; à l'extrémité septentrionale du Vercors, les calcaires urgoniens reposent en discordance sur le substratum hauterivien.

Cette distribution séquentielle et géographique a pour même origine un épisode régressif de la mer crétacée à la limite Hauterivien-Barrémien (Figure II.2). Cette

régression entraîne l'émersion de la plate-forme dans la partie septentrionale qui est alors soumise à l'érosion (sommet de l'Hauterivien) alors que la bordure externe de la plate-forme (Vercors méridional) connaît des conditions néritiques responsables de la sédimentation des calcaires à débris bioclastiques du Glandasse. Cette dynamique persiste jusqu'au milieu du Barrémien supérieur, qui se caractérise par une phase transgressive. Celle-ci est responsable du faciès bioclastique à la base des calcaires urgoniens septentrionaux et du niveau argilo-carbonaté à Orbitolines (marnes de Font-Froide) séparant, au sud, les formations bioclastique et urgonienne.

La séquence urgonienne caractérisée par des calcaires blancs à Rudistes d'une remarquable pureté chimique (99 % de carbonates) est affectée par quelques discontinuités. Les plus importantes d'entre-elles sont les couches à Orbitolines. Ces niveaux marneux correspondent soit à un approfondissement temporaire du domaine marin (cas des couches inférieures à Orbitolines de l'Aptien basal), soit à un épisode transgressif consécutif à une courte phase d'émersion de la plate-forme (couches à Orbitolines du Bédoulien supérieur). Dans ce dernier cas, ces formations terrigènes colmatent des paléo-vallons qui se sont creusés durant la phase d'émersion : le plus caractéristique d'entre-eux est celui qu'on peut suivre depuis le Fâ (massif des Coulmes) jusqu'au vallon du Clos d'Aspres (Rimets-Rochers de la Ferrière-Côte 2000). Cet épisode transgressif se traduit, en dehors des niveaux à Orbitolines, par des calcaires oolithiques qui marquent le terme supérieur des faciès de plate-forme interne (séquence urgonienne). Les calcaires bioclastiques à Bryozoaires (lumachelle) de l'Aptien supérieur puis les sables et marnes vertes de l'Albien mettent en évidence une élévation relative du niveau de la mer crétacée.

Les deux séquences carbonatées de cet ensemble n'auront pas le même comportement vis-à-vis des processus de karstification. Le caractère lité et "clastique" des calcaires du Glandasse, ainsi que la présence de nombreux lits marneux, vont engendrer une certaine résistance du milieu vis-à-vis de la structuration du drainage endokarstique et une forte diffusion des eaux d'infiltration. Par contre, la formation urgonienne relativement homogène, massive, favorable à la fracturation, et contenant très peu d'insolubles (de l'ordre d'1 % !) présente une moindre résistance à la mise en place de réseaux endokarstiques (*supra* : Livre I, Partie 1, 3.2.). Les couches à Orbitolines peuvent néanmoins jouer localement le rôle de niveau de base ; c'est à leurs niveaux que sourdent les quelques petites sources présentes sur les Hauts Plateaux du Vercors, dans la Forêt de Lente ou des Coulmes... (Figure II.22) et que se collectent certaines circulations endokarstiques (réseaux-amont du système du Brudour).

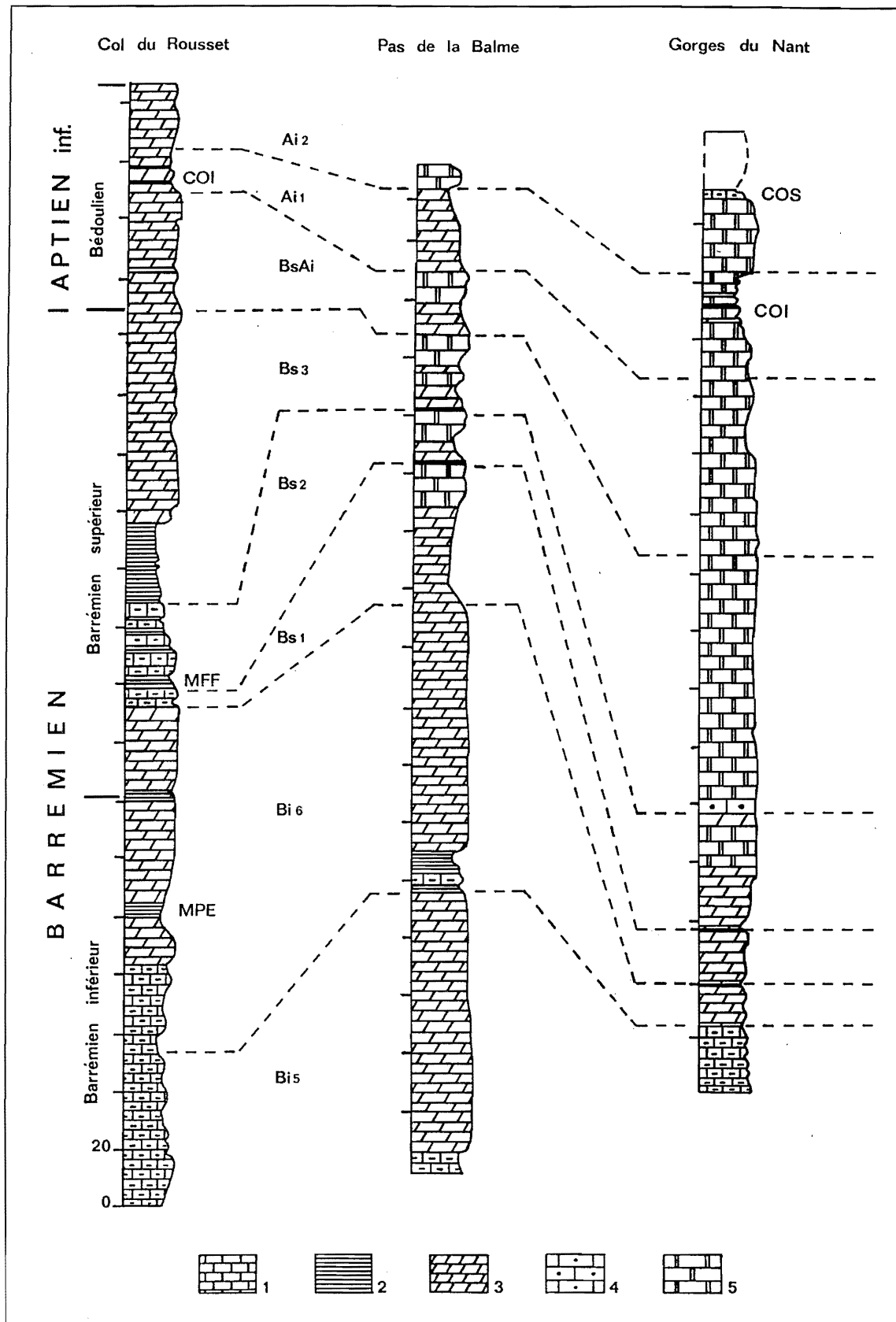


Figure II.5 - Coupes litho-stratigraphiques de l'ensemble barrémo-bédoulien au droit du col du Rousset du Pas de la Balme et des gorges du Nant
D'après H. Arnaud, 1980

2.1.4. L'ensemble Crétacé supérieur

Cet ensemble englobe les terrains allant du Turonien supérieur au Campanien. L'absence dans l'ensemble du Vercors de la base du Crétacé supérieur (Cénomaniens et Turonien inférieur) est rapportée à une émergence engendrée par des réajustements tectoniques (discordance) durant laquelle s'est développée une première phase de karstification (J.J. Delannoy, 1981).

La paléogéographie et les conditions de sédimentation sont différentes de celles qui régnaient jusqu'à l'Albien inférieur. Le Vercors s'apparente, cette fois, à un golfe peu profond et agité qui reçoit d'importants apports détritiques essentiellement quartziteux dont l'est située dans le Massif Central. Ces conditions expliquent les importantes variations de faciès de cet ensemble carbonaté (Figure II.6).

Au nord-est, cet ensemble présente les faciès suivants. A la base, se développent des calcaires blancs lités et gréseux ("lauzes") qui passent vers le haut à des niveaux plus marneux. Ces niveaux marneux sont essentiellement présents à l'est d'une ligne Autrans - Villard-de-Lans (notamment dans les gorges du Furon où ils jouent le rôle de niveau de base). Sur ces niveaux lités, reposent des calcaires massifs à silex. Cet ensemble se caractérise par d'importantes variations d'épaisseur tant d'Est en Ouest que du Nord au Sud : 300 m à Sassenage et une trentaine de mètres à Fessole ; 300 m dans les gorges de la Bourne et une centaine de mètres vers la Combe Gonnet.

Au centre et vers le sud du Vercors, on retrouve ces mêmes variations d'épaisseur (120 m au Vellan et une dizaine de mètres vers St-Agnan-en-Vercors). Cette série carbonatée présente ici un faciès essentiellement lité et gréseux ("lauzes").

Il est délicat de vouloir généraliser l'aptitude à la karstification de cet ensemble tant les variations latérales de faciès et d'épaisseur sont importantes. Néanmoins, son caractère lité et détritique favorise une infiltration diffuse dans la tranche supérieure du karst et le rend très sensible aux processus d'érosion superficielle (gélifraction, altération...) ce qui explique l'indigence des formes exokarstiques et son faible degré de "pénétrabilité" (J.J. Delannoy, 1981). De fait, les réseaux spéléologiques connus, en dehors des points d'émergence, sont ceux qui ont été recoupés par la surface topographique (Antre de Vénus, Roche Chalve...) ou de manière accidentelle (Trou qui Souffle).

Enfin, cet ensemble se distingue des précédents par son rôle de niveau de base relatif. L'Albien, selon son faciès (marneux ou sableux), fonctionne comme un niveau de base lithologique plus ou moins efficace. Là où le faciès est sableux, c'est le contexte morpho-structural (gradient hydraulique plus ou moins important) qui déterminera sa fonction : soit il joue le rôle de niveau de base vis-à-vis des circulations sénoniennes (cas de Roche Chalve, où le gradient hydraulique reste limité du fait du dispositif monoclinale et du degré d'encaissement du Méaudret), soit

il se comporte comme un niveau de perméabilité différentielle à l'intérieur de la masse karstique incorporant les ensembles du Crétacé supérieur et du Barrémo-Aptien inférieur (cas du Trou qui Souffle ; J.J. Delannoy, 1981 ; B. Lismonde 1991).

2.2. Les assises du Tertiaire

Les assises du Tertiaire présentes dans le Vercors se répartissent en deux grands ensembles :

- l'ensemble continental paléogène ;
- et l'ensemble marin miocène.

2.2.1. L'ensemble continental paléogène

Les terrains paléogènes du Vercors et de ses bordures sont exclusivement continentaux. Ils mettent en évidence une longue phase d'émergence provoquée essentiellement par une tectonique active, contemporaine des mouvements pyrénéo-provençaux. Cette tectonique, sur laquelle nous reviendrons (*infra* : 2 et 3), est à l'origine d'une première structuration du Vercors avec pré-individualisation de plis anticlinaux et synclinaux accompagnés du jeu d'accidents cassants. Ce pré-Vercors a été, dès lors, soumis à une active érosion comme le met en évidence le caractère discordant des terrains paléogènes sur le Crétacé moyen et supérieur ainsi que leur nature lithologique.

L'Éocène est présent de manière éparse sur l'ensemble du Vercors et du Royans. Il se caractérise par des sables blancs ou rouges, siliceux, et homogènes qui remplissent les secteurs déprimés d'origine fluviale ou karstique ; le rebord occidental de la montagne de Musan possède de profondes poches karstiques. Certaines d'entre-elles, emplies de ces sables, atteignent une centaine de mètres de profondeur. Ils proviennent de l'altération du Crétacé supérieur et de l'Albien riches en insolubles (quartz) ; le caractère kaolinique particulièrement fréquent sur le rebord occidental du Vercors est lié à des apports de silicates venus du Massif central.

L'Oligocène n'est, par contre, présent que dans le Royans et la basse vallée de l'Isère (St-Nazaire-en-Royans). Il se caractérise essentiellement par un faciès lacustre (marnes et calcaires) avec des décharges sableuses d'origine massif-centralienne ou plus grossières d'origine locale (calcaire). Son épaisseur pouvant atteindre une centaine de mètres serait l'expression d'une subsidence centrée sur le Royans ; le caractère discordant de ces formations sur l'Éocène accèderait cette hypothèse.

2.2.2. L'ensemble "molassique" miocène

Nous développerons plus amplement l'étude de la série miocène dans la partie consacrée à l'évolution paléogéographique du Vercors et de son piémont (*infra* : 3). Ici seuls les traits litho-stratigraphiques dominants du Miocène seront présentés.

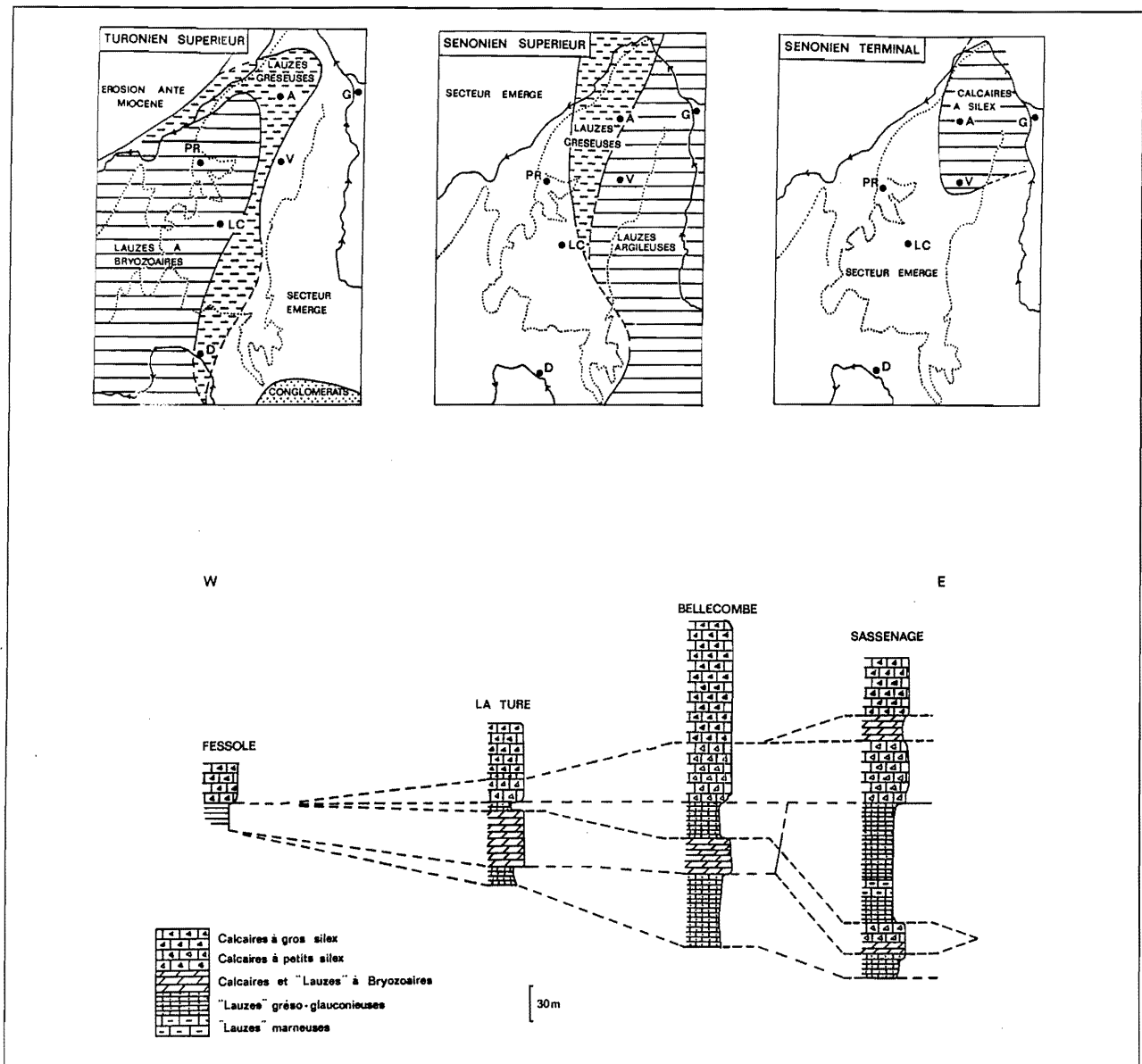


Figure II.6 - Évolution paléogéographique durant le Crétacé supérieur et variations de faciès et d'épaisseur de la série sénonienne

1 : Calcaires à silex ; 2 : Calcaires à petits silex ; 3 : Calcaires à lauzes ; 4 : Lauzes gréséo-glaucouneuses ; 5 : Lauzes marneuses ; 6 : Calcaires gréseux ; 7 : Grès. D'après H. Arnaud, 1980.

La sédimentation miocène débute au Burdigalien et se poursuit jusqu'à la fin du Serravallien. Si on se réfère à la séquence du Pommiers-la-Placette (*infra* : chap. 3), le passage de la série marine à la série continentale se réalise pour ce secteur alpin vers la fin du Serravallien-début Tortonien. La séquence stratigraphique dominante dans le Vercors se distribue de la manière suivante. Une base conglomeratique de transgression, d'origine locale, généralement de faible épaisseur (quelques mètres) est surmontée par des sables molassiques à lentilles gréseuses pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de puissance ; sables sur lesquels reposent des conglomerats. On retrouve la même distribution dans le Royans mais généralement moins grossière (grès grossiers, calcaires sablo-limoneux, molasses gréseuses). Par contre, on

relève à l'intérieur de cette séquence une distribution pétrographique différente selon qu'on se situe dans la partie nord-orientale ou dans le reste du massif. Dans la partie NE (St Nizier - Lans-en-Vercors, Autrans - Méaudre, Ecouges - Romeyère), on note un fort pourcentage de matériel alloène provenant des Alpes internes (Pelvoux, Briançonnais...) : granites, microgranites, radiolarites...). Ce pourcentage va en décroissant au fur et à mesure qu'on se dirige vers le sud et l'ouest (J. Bocquet, 1966). Nous reviendrons sur cette distribution pétrographique différenciée (*infra* : Chapitre 3 et II Partie) qui est fondamentale pour notre travail, étant donné que ce matériel alloène permettra d'appréhender des paléo-fonctionnements karstiques.

Les terrains tertiaires postérieurs au Tortonien sont absents dans le Vercors comme sur son pourtour. Les dépôts pliocènes les plus proches se situent dans la vallée du Rhône.

3. LE DISPOSITIF STRUCTURAL

Le massif du Vercors a connu deux phases tectoniques marquantes : la première contemporaine des mouvements pyrénéo-provençaux (Crétacé terminal-Paléocène), et la seconde, prédominante dans le dispositif structural (structure en écaillés chevauchantes), débute dès le Serravallien (*infra* : chap. 3) et s'est prolongé jusqu'à la charnière mio-pliocène.

La première phase tectonique est, nous l'avons vu précédemment, responsable de l'arrêt de la sédimentation crétacée. Elle se caractérise par :

- des plis de tendance transverse : ils sont de direction ENE-WSW dans le Royans où ils sont scellés par les sédiments éo-oligocènes et de direction WNW-ESE dans le Vercors ; les plus importants d'entre-eux sont la gouttière synclinale de la Bourne et le synclinal de la Drôme (Figure II.7, a ; H. Arnaud, 1981) ;

- et des accidents subméridiens plus ou moins parallèles à deux grands accidents majeurs régionaux : les failles de l'Isère et de Menée. Ils correspondent soit à des failles normales (Royans et Hauts-Plateaux), soit à des décrochements sénestres (faille de Presles-Saillans, par exemple). La plupart de ces accidents ont rejoué lors de la phase mio-pliocène.

La seconde phase est, pour sa part, responsable de l'arrêt de la sédimentation miocène et à l'origine d'un plissement généralisé du Vercors (Figure II.7.b, II.8 et II.9). Celui-ci se caractérise par des ondulations synclinales et anticlinales sub-méridiennes bordées à l'ouest par des failles inverses voire par des chevauchements. Les axes les plus importants sont le synclinal du Royans et le synclinal médian (Rencurel - St-Julien-en-Vercors - St Agnan-en-Vercors). Entre ces deux secteurs s'agencent des zones anticlinales faillées et accidentées de gouttières synclinales de même direction : le massif des Coulmes et la forêt de Lente.

A l'est du synclinal médian, le Vercors se subdivise en deux ensembles structuraux de part et d'autre de la faille décrochante de Carette :

- au nord, des plis bien marqués alternent, qui sont, d'Ouest en Est, le synclinal d'Autrans - Méaudre, l'anticlinal Sornin - Croix-Perrin - Loubière, et le synclinal d'Engins - Villard-de-Lans - Corrençon. Ces plis sont accidentés de failles inverses d'orientation subméridienne (faille chevauchante de Rencurel ; faille de Valchevrière, d'Herbouilly, de Goule Blanche...) qui passent vers l'Est à des véritables chevauchements

comme celui du Moucherotte-Cornafion ;

- au sud du décrochement de Carette et jusqu'au rebord méridional du Vercors, se développe un vaste plateau structural (les Hauts Plateaux) qui est limité sur sa bordure orientale par une puissante flexure où se situent les points culminants du massif : Grande Moucherolle - Grand Veymont (respectivement 2285 et 2341 m d'altitude). Cet ensemble structural est très fracturé et notamment accidenté par deux failles décrochantes de direction NE-SW : celles de Cléry et de Jasneuf.

Il est intéressant de relever que la plupart des grands accidents tectoniques du Vercors correspondent à d'anciennes failles ayant rejoué au Mio-Pliocène. C'est le cas de la faille de Presles et des failles voisines sur la retombée occidentale du Vercors. C'est le cas des failles inverses méridiennes qui bordent les synclinaux (faille de Rencurel, par exemple) ; elles correspondent pour la plupart aux failles paléogènes normales ayant rejoué en failles inverses, notamment sur le flanc oriental des synclinaux ; ce basculement, comme les plis, sont l'expression visible du raccourcissement horizontal (E-W) du domaine subalpin qui a débuté durant le Miocène et dont le paroxysme se situe à la charnière mio-pliocène. Et c'est, enfin, le cas des failles-décrochantes de Carette, de Cléry et de Jasneuf (satellites de la faille de Menée) qui affectent fortement les Hauts-Plateaux (Figure II.7.b).

Cette relative permanence des accidents paléogènes dans la structure du Vercors se retrouve également au niveau des anciens plis transverses. Le plus bel exemple est la persistance de l'ensellement synclinal de la Bourne (WNW-ESE). Une des principales conséquences de cet ensellement transverse est l'abaissement axial des plis subméridiens en direction de la Bourne.

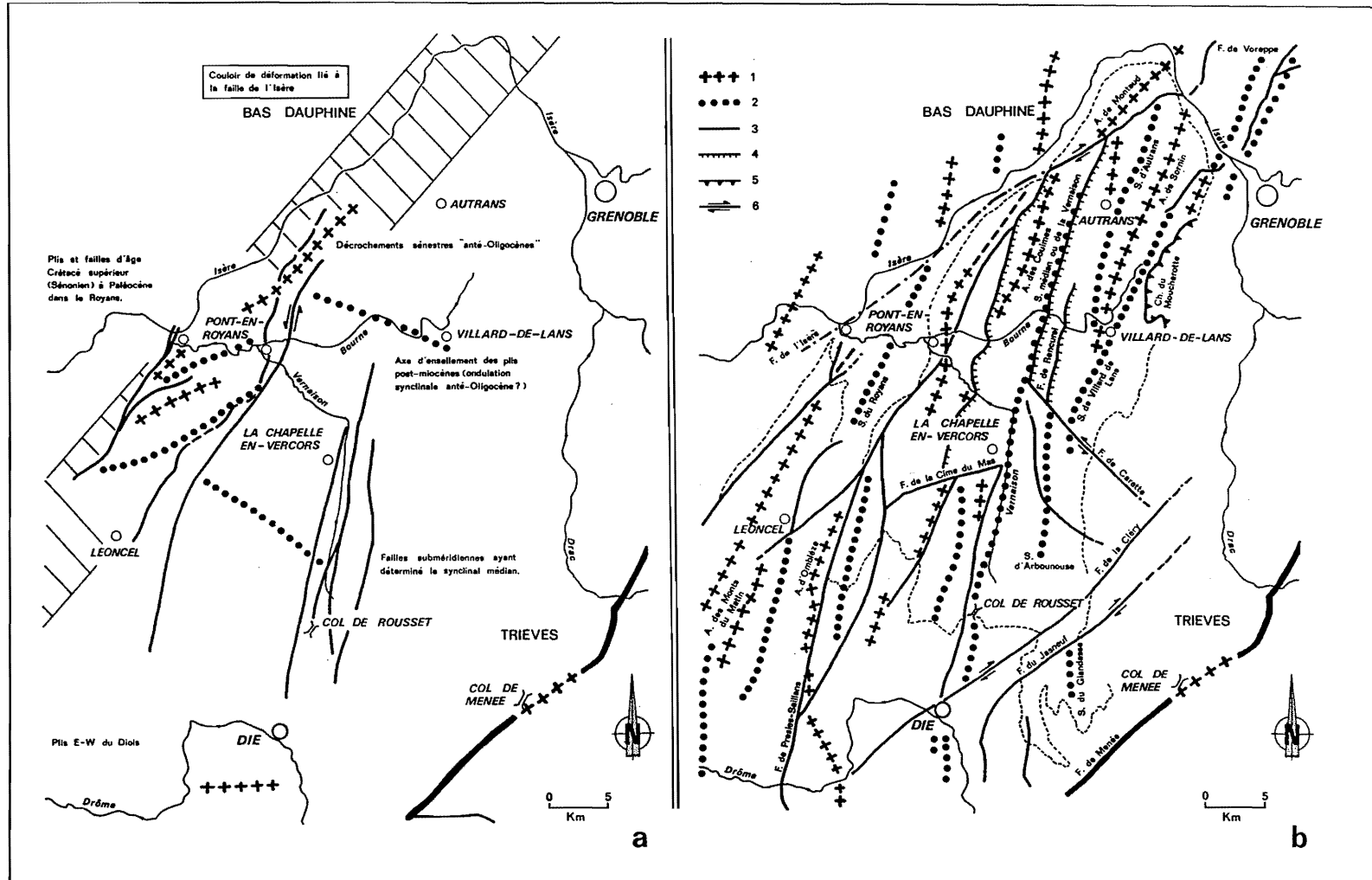


Figure II.7 - Le dispositif structural anté- et post-miocène du massif du Vercors

a : Situation structurale anté-miocène ; *b* : Situation structurale post-miocène.

1 : Axe anticlinal ; 2 : Axe synclinal ; 3 : Faille ; 4 : Faille inverse ; 5 : Chevauchement ; 6 : Décrochement.

D'après H. Arnaud, 1980.

Vercors Méridional

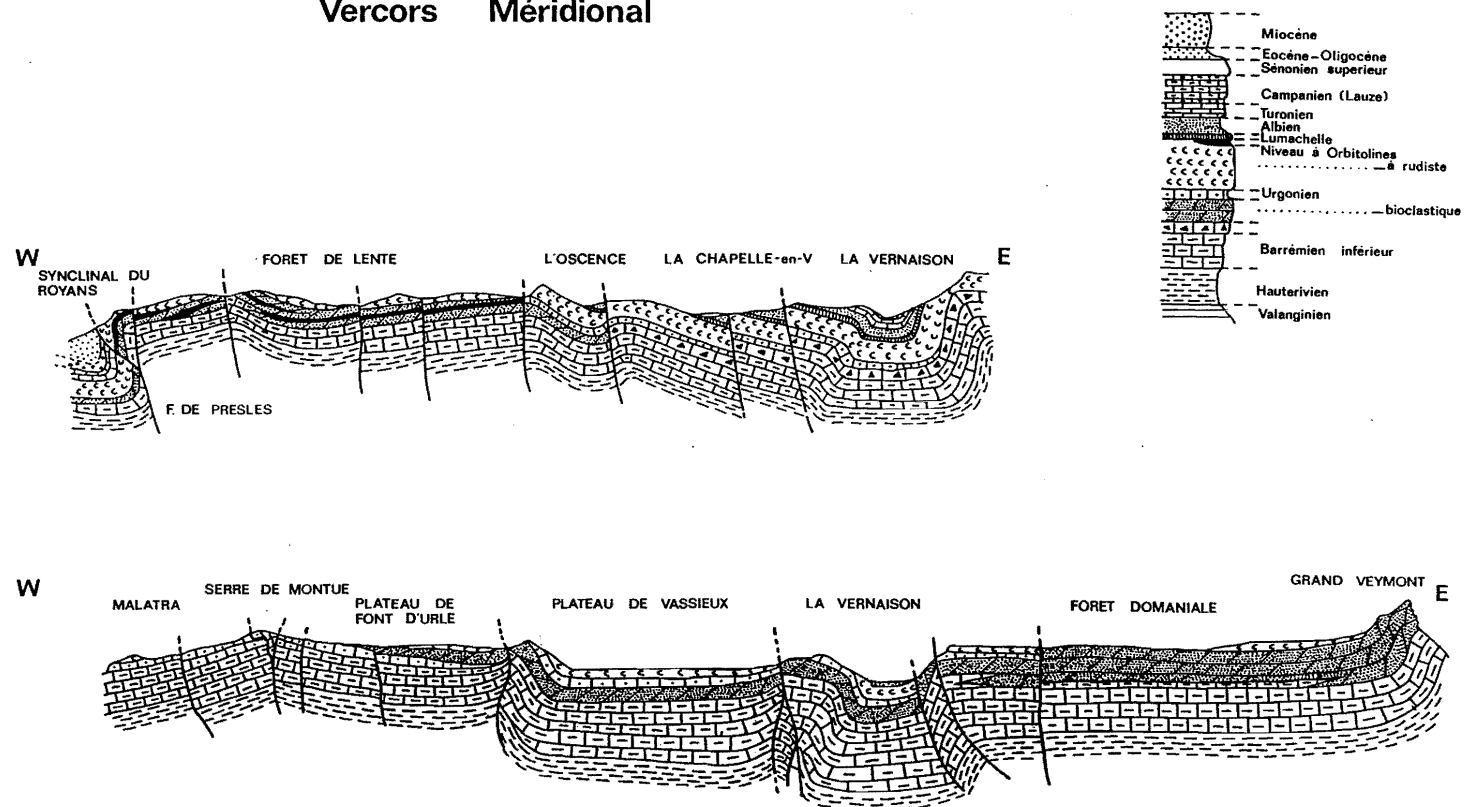


Figure II.8 - Coupes géologiques séries du Vercors méridional

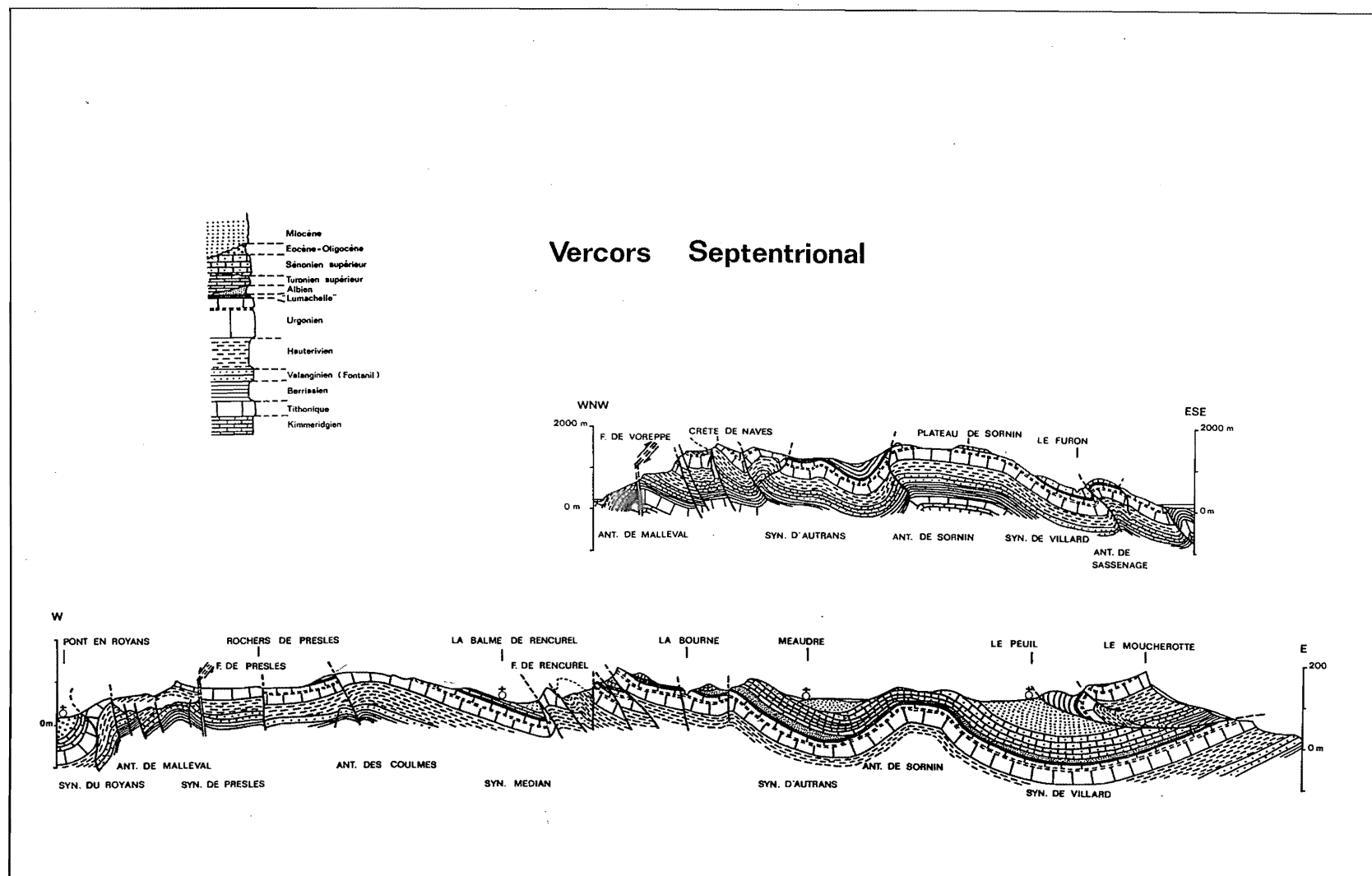


Figure II.9 - Coupes géologiques sériees du Vercors septentrional

CHAPITRE II

L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DU VERCORS

L'organisation hydrogéologique du Vercors est bien connue, grâce principalement à l'action des spéléologues à qui on doit l'essentiel des colorations ; elles ont été le support de nombreux travaux en hydrogéologie et en karstologie réalisés à l'Université Joseph Fourier (Grenoble) (J. Sarrot Reynauld, 1960 ; C. Lequatre, 1969 ; J.L. Barbier, 1972 ; J.P. Vinter, 1973 ; N. Al Ambar, 1979 ; Ph. Rousset, 1982 ; Ph. Audra, 1990, 1992, 1994 ; D. Thibault, 1996). Ces recherches avaient pour objet de définir les bassins d'alimentation karstique et dans certains cas les modes d'écoulement souterrain. Il serait intéressant dans l'avenir que celles-ci se penchent plus sur l'étude hydrométrique des différents systèmes karstiques afin de définir leur état de développement ; l'expérience pilotée actuellement par B. Lismonde sur la Goule Noire (gorges de la Bourne) et l'installation d'une station de mesure en continue dans la grotte de Coufin sont encourageantes.

Une synthèse de l'ensemble des travaux existant est présentée ici sous forme d'un tableau synoptique (Tableau II.1) et d'une figure où les différents bassins d'alimentation karstique sont délimités (Figure II.10).

Dans cette synthèse, on peut faire ressortir les points suivants : l'indigence du drainage superficiel, la prédominance de l'axe de la Bourne tant vis-à-vis des écoulements superficiels qu'endokarstiques, l'importance des accidents anté-miocènes dans l'organisation du drainage.

1. L'INDIGENCE DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

Le réseau hydrographique de surface, à l'intérieur du Vercors, est peu important en regard de la superficie du massif (1350 km²) (Figure II.10 et carte H.T.). Il se limite aux dépressions synclinales au creux desquelles subsistent les dépôts molassiques miocènes (le haut-Furon, la haute-Bourne, le ruisseau de Corrençon, le Méaudret, la Drevenne, la Doulouche, le Bruyèche, et la haute-Vernaison).

Seuls trois cours d'eau prennent suffisamment d'ampleur :

- le Furon qui vers le Nord rejoint la Cluse de Grenoble où il conflue avec l'Isère (Sassenage) ;
- la Vernaison, après avoir drainé la partie méridionale du synclinal médian, recoupe obliquement par des gorges profondes (les Goulets) le rebord occidental du Vercors pour déboucher dans le Royans où elle rejoint la Bourne ;

- la Bourne prend sa source dans le val de Lans en Vercors qu'elle draine vers le Sud jusqu'à la hauteur de Villard-de-Lans ; de Villard-de-Lans jusqu'à sa confluence avec l'Isère (St-Nazaire-en-Royans), elle s'écoule d'Est en Ouest recoupant transversalement le dispositif d'ensemble structural.

Ces trois cours d'eau collectent l'essentiel du drainage endokarstique : c'est au niveau de leur talweg que sourdent les plus importants exutoires karstiques du Vercors (Tableau II.2 et Figure II.10).

A ces rivières, il faut adjoindre ces cours d'eau d'origine karstique qui se situent sur le pourtour du massif : au nord, le ruisseau de St Quentin, à l'ouest, le Cholet et la Lyonne et, au sud, la Gervanne et les ruisseaux d'Archianne et de Meyrone.

2. LA DOUBLE PRÉDOMINANCE DE LA BOURNE DANS L'ORGANISATION DES ÉCOULEMENTS

La Bourne constitue, sans conteste, le drain majeur du Vercors autour duquel s'organise l'essentiel des écoulements de surface (hormis le Furon, la Drevenne, le Nant et les écoulements dépendants de la Drôme) et des circulations souterraines (hormis les systèmes de Sassenage, de St Quentin, de Fontaigneux et du Glandasse).

Cette prédominance géographique de la Bourne joue également quantitativement. C'est, en effet, le seul cours d'eau de ce massif où les valeurs d'eau écoulée sont beaucoup plus importantes que les valeurs d'eau précipitée sur son bassin-versant géographique. Cette particularité est due au "soutirage" par la Bourne d'une partie des eaux précipitées sur le bassin-versant géographique de la Vernaison (A. Bourgin, 1941 ; Ph. Rousset, 1982). Cela est particulièrement net en terme de bilan. Au niveau de Pont en Royans, la superficie de chacun des bassins-versant de la Bourne et de la Vernaison est pratiquement équivalente (290 km²) ; or, le rapport du volume d'eau écoulé respectivement par ces deux cours d'eau est de 1 à 10 ! On estime que la Vernaison n'écoule en moyenne que 18 % du débit normalement attendu ; les 82 % manquant rejoignent la Bourne par l'intermédiaire du système karstique d'Arbois-Bournillon (Tableau II.2).

Cette particularité souligne, si besoin est, le caractère aberrant de la notion de bassin-versant géographique en domaine karstique. Il apparaît plus adapté de prendre en compte pour les cours d'eau de surface le "bassin-versant réel" et lui adjoindre, le cas échéant, les bassins d'alimentation karstique qui s'y rattachent. Cela peut, de plus, fluctuer en fonction des conditions climatiques saisonnières. Dans le cas de l'exemple précédent, on observe que le pourcentage des eaux soutirées au bassin-versant géographique de la Vernaison est plus important en période d'étiage qu'en période de hautes eaux. Lors de

Tableau II.1 - Tableau des colorations dans le Vercors

POINT D'INJECTION

DENOMINATION	COMMUNE	COORDONNEES	DATE	DEBIT
Grotte de Bury	Izeron	843.499 3316.934 1258	06/09/1970	étiage
Grotte de Bury	Izeron	843.499 3316.934 1258	06/09/1970	étiage
Scialet N. des Fauries	Presles	840.365 3315.615 940	28/09/1988	crue
Scialet du Gour Fumant	St Martin en Vercors	847.138 3307.480 1280	02/04/1981	crue
Grotte des Ramats (perte du ruisseau de la G	St Martin en Vercors	846.173 3307.454 1030	1938	moyen
Scialet du Gour Fumant	St Martin en Vercors	847.138 3307.480 1280		
Fontaine de St Julien	St Julien en Vercors	845.123 3310.156 905		
Perte de Vassieux	Vassieux en Vercors	839.624 3292.884 1050	25/10/1980	crue
Perte de Vassieux	Vassieux en Vercors	839.624 3292.884 1050	25/10/1980	crue
Trou de l'Aygue	St Agnan en Vercors	845.480 3287.881 1275	08/12/1988	14 l / s
Bordure orientale du Gd Veymont : bassin d'alimentation de la source de Font Noire à St Michel de Portes				
Ruisseau des Palas		985	multiréçages	
Scialet de l'Appel	Bouvante	836.146 3294.621 1345	11/12/1993	
Scialet de l'Appel	Bouvante	836.146 3294.621 1345	18/04/1973	1
Perte des égouts de Font d'Urie	Bouvante	835.947 3293.381 1438	05/08/1969	étiage
Scialet du Toboggan	Bouvante	835.79 3295.95 1244	par exploration	
Scialet de l'Appel	Bouvante	836.146 3294.621 1345	18/04/1973	1
Scialet de l'Appel	Bouvante	836.146 3294.621 1345	18/04/1973	1
Perte des égouts de Font d'Urie	Bouvante	835.947 3293.381 1438	05/08/1969	étiage
Ruisseau du Brudour	Bouvante	de l'émergence sur 2 km	13/07/1995	moyen
Scialet de Lente	Bouvante	835.89 3299.21 1065	04/07/1978	
Grotte du Berger	St Julien en Quint	834.928 3292.495 1520	11/07/1973	1 l/s
Perte des égouts de Font d'Urie	Bouvante	835.947 3293.381 1438	10/09/1977	crue
Fuite du Lac de Bouvante	Bouvante	830.634 3296.957 580	1955?	
Déversoir de Bourne	Beaufort sur Gervanne	822.201 3278.757 339		

POINT DE SORTIE

DENOMINATION	COMMUNE	COORDONNEES	Temps heure	Distance m	Vitesse m/s	AUTEUR
Grotte du Pré Martin	Choranche	838.354 3311.770 230		8000		J.J. DELANNOY (1981); J. DUBOIS (1972)
Source de Goubrende	Choranche	839.869 3312.075 230		7000		J.J. DELANNOY (1981); J. DUBOIS (1972)
Source de Jallifier	Choranche	840.030 3312.783 605	38	2700	71	J.J. GARNIER (1970)
Source de l'Adouin	St Martin en Vercors	846.135 3304.898 790	38	2750	76	P. ROUSSET (1983)
Source de l'Adouin	St Martin en Vercors	846.135 3304.898 790	72	2500	35	A. BOURGIN (1938)
Grotte des Ramats	St Martin en Vercors	846.173 3307.454 1030				
Source de Moulin Marquis		844.094 3310.770 820		1250		D.D.A Drôme
Source d'Arbois	Chatalus	845.109 3312.512 406	48	20000	400	J.J. GARNIER (1990); P. ROUSSET (1983)
Grotte de Bournillon	Chatalus	843.788 3310.629 418		18500		J.J. GARNIER (1980); P. ROUSSET (1983)
Source des Nays	St Agnan en Vercors	844.558 3288.628 1080		1200		C. LEQUATRE (1969); T. KRATTINGER (1986)
Source de Font Noire	St Michel les Portes					L. SOMMERIA (1986)
Ruisseau du Brudour	Bouvante			3000		SARROT-REYNAUD, inéd.
Emergence du Brudour	Bouvante	835.623 3295.922 1210	36	1000		B. TALOUR (1973)
Emergence du Brudour	Bouvante	835.623 3295.922 1210	236	2750	11	R. GAIA (1969)
Emergence du Brudour	Bouvante	835.623 3295.922 1210				P. GARCIN (1977)
Fontaine de Lente	Bouvante	836.053 3298.742	48	3750		B. TALOUR (1973)
Emergence du Cholet	St Laurent en Royans	838.554 3301.798 787	100	7000		B. TALOUR (1973)
Emergence du Cholet	St Laurent en Royans	838.554 3301.798 787	480	8750	16	R. GAIA (1969)
Emergence du Cholet	St Laurent en Royans	838.554 3301.798 787	21,5	5800	275	E.A. MARTEL (1986)
Emergence du Cholet	St Laurent en Royans	838.554 3301.798 787	90	2500	30	P. ROUSSET (1983)
Source de Font d'Urie (A.E.P.)	Bouvante	835.553 3293.102	12	500	50	GRESSE A. et col. (1973)
Scialet du Toboggan	Bouvante	835.79 3295.95 1244	49	2750	56	P. GARCIN (1977)
Réurgence des Freydères	St Martin le Colonel	831.120 3302.801 291		5700		ANDRE H. et col. (1968)
Source des Fontaignes	Beaufort sur Gervanne	821.679 3277.967 307	12	1000	83	BOURGIN A. (1945)

POINT D'INJECTION

DENOMINATION	COMMUNE	COORDONNEES	DATE	DEBIT
Perte Guitaudière	Montaud	853.170 3334.800 855	17/03/1989	
Perte du Fayard	Montaud	853.300 3335.000 855		
Ruisseau des Gorges	Montaud	852.813 3333.850 717	17/03/1989	
Gouffre Berger (-380)	Engins	855.847 3329.457 1460	25/10/1953	
Perte du Furon (barrage d'Engins)	Engins	858.060 3325.061 830	26/10/1979	
Perte du Furon (barrage d'Engins)	Engins	858.060 3325.061 830		
Trou d'Ira (-60 m)	Lans en Vercors	857.489 3316.832 1535	16/02/1990	très faible
Grotte Vallier (-200 m)	Lans en Vercors	860.110 3321.678 1530	28/07/1992	
Scialet de la Sierre (-40 m)	Lans en Vercors	858.194 3317.420 1600	26/04/1989	0.5
Scialet des Choucas (-100 m)	Lans en Vercors	858.194 3315.288 1845	17/02/1990	5 l/s
Scialet de la Sierre (-40 m)	Lans en Vercors	858.194 3317.420 1600	26/04/1989	0.5
Grotte du Mas	Lans en Vercors	885.796 3322.171 1170	13/09/1970	moyen
Grotte des Eymards	Lans en Vercors	854.347 3318.307 1090	17/04/1945	moyen
Glacière d'Aurans (-100 m)	Aurans	853.051 3330.842 1398	28/10/1972	moyen
Trou qui Souffle (-103 m)	Méaudre	850.058 3321.511 1072	02/12/1987	crues
Trou qui Souffle (-103 m)	Méaudre	850.058 3321.511 1072	11/02/1989	étiage
Trou qui Souffle (-307 m)	Méaudre	850.058 3321.511 1072	11/02/1989	étiage
Pertes du ruisseau de Méaudret	Méaudre			
Pertes des Trisous de Méaudret*	Méaudre	851.32 3318.81 980	23/07/1950	étiage
Scialet Pelonc	Méaudre	850.363 3318.847 1020	07/08/1987	
Grotte de Roche Châlve (-98m)	Rencurel	848.58 3315.447 1440	24/11/1974	crue
Scialet 3 de la Fauge	Villard de Lans	855.285 3310.215 1260	11/05/1973	3 l/s
Scialet 2 de la Fauge	Villard de Lans	855.344 3310.982 1330	11/05/1973	0.04 l/s
Scialet 1 de la Fauge	Villard de Lans	855.216 3309.780 1330	11/05/1973	10 l/s
Grotte des Deux Soeurs (-305m)	Gua	855.736 3305.543 1880	17/10/1984	50 l/s
Scialet de la Combe de Fer (-395m)	Corrençon	851.80 3304.87 1555	11/11/1974	
Vallon du Ciot d'Aspres	Villard de Lans			
Scialet des Clots	Villard de Lans	854.110 3310.981 1219	11/05/1973	
Perte du Trisou	Villard de Lans	847.541 3308.910 1300	12/04/1984	0.5 l/s
Perte de Font Froide d'H.	Villard de Lans	847.385 3309.458 1380	03/10/1941	moyen
Grotte de Goule Verte	St Julien en Vercors	848.44 3312.84 740	27/10/1936	100 l/s
Fontaine de Pétouze	Presles	842.62 3316.26 1115	11/05/1972	étiage
Grotte Chevaline	Choranche	841.11 3312.29 620		étiage

POINT DE SORTIE

DENOMINATION	COMMUNE	COORDONNEES	Temps heure	Distance m	Vitesse m/h	AUTEUR
Source du Glt	St Quentin sur Isère	852.254 3335.472 300	9	1000		J. BIJU-DUVAL (1989)
Source du Glt	St Quentin sur Isère	852.254 3335.472 300				J. BIJU-DUVAL (1989)
Source du Glt	St Quentin sur Isère	852.254 3335.472 300	8.5	1250		J. BIJU-DUVAL (1989)
Curves de Sassenage	Sassenage	880.354 3328.416	48	3800	79	A. BOURGIN (1954)
Curves de Sassenage	Sassenage	880.354 3328.416	29	3500	140	N. ALANBAR (1979)
Captage par Sassenage	Sassenage					P. AUDRA (1990)
Emergence du Bruyant	St Nizier	858.007 321.414 978	21	4500	215	P. AUDRA (1990)
Emergence du Bruyant	St Nizier	858.007 321.414 978	32	1800	35	P. AUDRA (1992)
Emergence du Bruyant	St Nizier	858.007 321.414 978	25.5	4000	160	P. AUDRA (1992)
Emergence du Bruyant	St Nizier	858.007 321.414 978	44	6500	150	P. AUDRA (1990, 1991)
Source Mayousse	Engins	857.57 3326.60 670	47			P. AUDRA (1992)
Grotte Henry	Lans en Vercors	858.568 3321.858 913	4 / 71	875	9 à 5	S.G./CAF, inédit
Source de Bouilly	Lans en Vercors	854.134 3317.393 995	25	1000	40	A. BOURGIN (1945)
Goule Noire	Rencurel	848.411 3313.037 680	336	18500	55	J.P. VINTER (1973); CHARRIERE R. et al. (1973)
Goule Noire	Rencurel	848.411 3313.037 680	188	8000	48	B. LISMONDE (1991)
Goule Noire	Rencurel	848.411 3313.037 680	327	8000	28	B. LISMONDE (1991)
Goule Noire	Rencurel	848.411 3313.037 680	504	6000	20	B. LISMONDE (1991)
Goule Noire	Rencurel	848.411 3313.037 680				
Goule Noire	Rencurel	848.411 3313.037 680	698	4800	8.9	A. BOURGIN (1952)
Goule Noire	Rencurel	848.411 3313.037 680	528			B. LISMONDE (1991)
Résurgence du pont des Oliviers	Villard de Lans	850.841 3314.241 925	36	2500	69	B. BEGOU (1976)
Vallon de la Fauge	Villard de Lans		2	200	100	CHARRIERE et al. (1973)
Goule Blanche	Villard de Lans	850.413 3312.278 832	65	5100	54	CHARRIERE et al. (1973)
Goule Blanche	Villard de Lans	850.413 3312.278 832	80	5500	80	CHARRIERE et al. (1973)
Goule Blanche	Villard de Lans	850.413 3312.278 832	13	8500	28	M. CHAZALET (1968)
Goule Blanche	Villard de Lans	850.413 3312.278 832	5	7800	65	M. JOUGAN (1968)
Goule Blanche	Villard de Lans	850.413 3312.278 832				AUT VARIA (1994)
Résurgence de Renard	Villard de Lans	853.405 3311.251 980	12	875	55	CHARRIERE et al. (1973)
Goule Verte	St Julien en Vercors	848.44 3312.84 689	36	4100	113	P. ROUSSET (1983)
Goule Verte	St Julien en Vercors	848.44 3312.84 689	80	3500	44	A. BOURGIN (1941)
Goule Verte	St Julien en Vercors	848.44 3312.84 689	1	170	170	A. BOURGIN (1936)
Grotte Chevaline	Choranche	841.11 3312.29 620	114	3000	26	B. BEGOU (1970)
Grotte du Coufin	Choranche	841.018 3312.751 590	6	50	8.3	Soc. Grottes de Choranche

D'après l'inventaire des circulations souterraines en milieu karstique de la Région Rhône-Alpes. Coordinateur : R. LAURENT

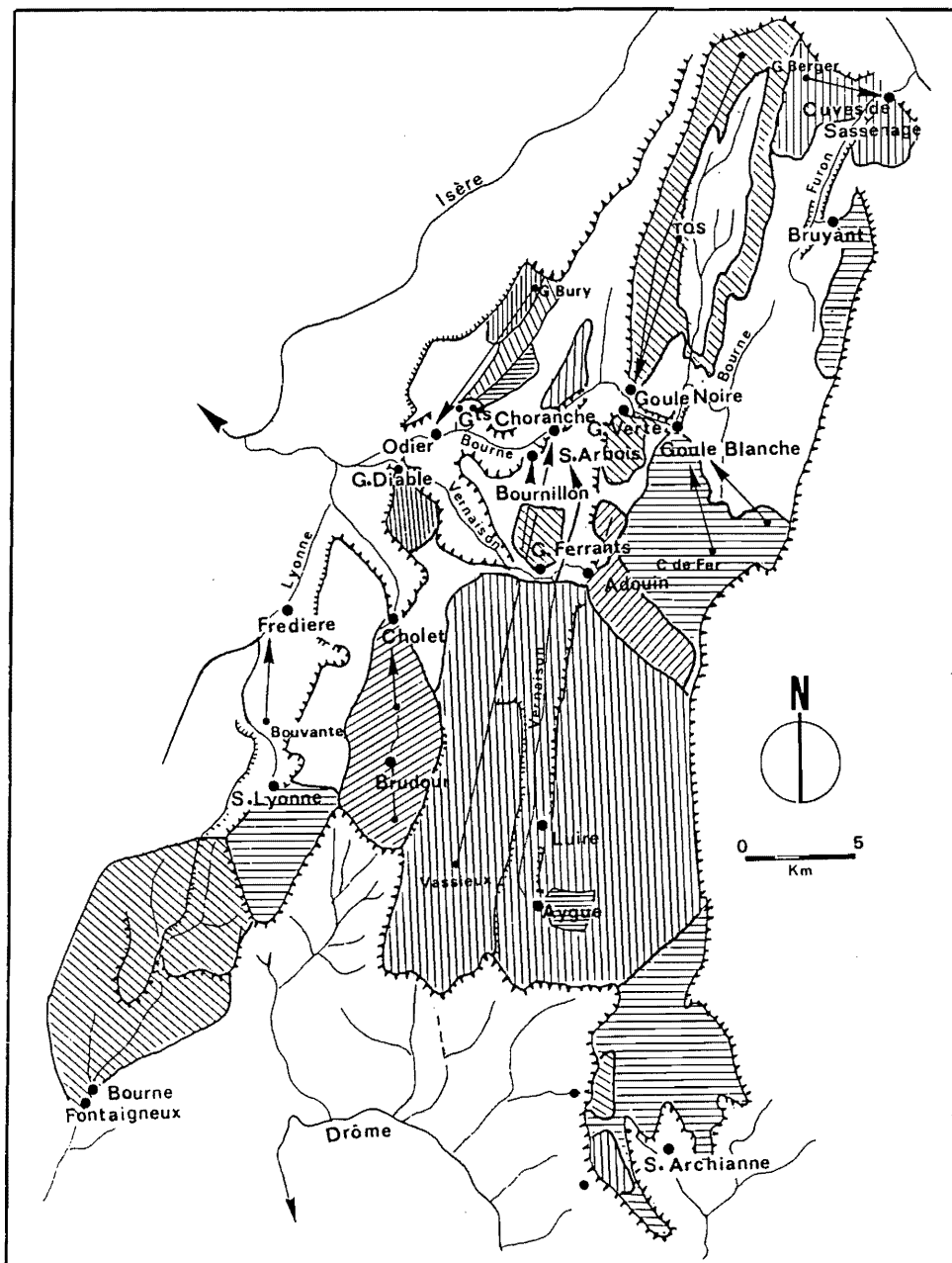


Figure II.10 - Les principaux exutoires karstiques du Vercors et leur bassin d'alimentation. Le sens des hachûres n'a pas de signification. Elles permettent de distinguer les différents bassins d'alimentation karstique

ces dernières, la mise en charge plus ou moins importante du karst (jusqu'à un seuil maximum atteint lors des crevaisons de la Luire) "restituée" à la Vernaïson une grosse partie des eaux précipitées sur "son" bassin-versant. Le rapport entre le débit de la Bourne et celui de la Vernaïson varie ainsi de 7,8 au printemps (fusion nivale) à 27 en été (Ph. Rousset, 1982). On retrouve un fonctionnement similaire dans le bassin-versant du Méaudret (J.P. Vinter, 1973 ; B. Lismonde et coll., 1991). Il est important de prendre compte ce "double fonctionnement" dans toute expérimentation visant à réaliser des bilans d'ablation.

Cette prédominance de la Bourne semble liée à une donnée structurale : le recoupement de deux générations d'accidents tectoniques.

3. LE RÔLE DE LA STRUCTURE DANS L'ORGANISATION DU DRAINAGE

Si on croise les données de la structure (*supra* Chap. 1, 3) et l'organisation des écoulements, on constate les faits suivants :

- les déformations post-miocènes subméridiennes ont pour effet de collecter et de guider localement le drainage tant en surface qu'en profondeur. Le Furon, la haute Bourne, le ruisseau de Corrençon, le Méaudret, la Doulouche, la haute-Vernaïson, la Lyonne s'écoulent dans des gouttières synclinales tapissées de molasses miocènes ; et, c'est au niveau de ces mêmes gouttières que se développent les drains *s.s.* des systèmes karstiques de Sassenage, de Goule Noire, d'Arbois Bournillon, des Frédières, pour ne citer que les plus importantes

Tableau II.2 -

	BOURNE	VERNAISON
Bassin-versant (bassin versant réel et d'alimentation karstique)	Aux Sources d'Arbois : 232 km ² Au Pont Rouillard : 285 km ²	Au Pont des Foulons : 281 km ²
Débit en m ³ /s mini/maxi/moyen	Aux Sources d'Arbois : 0,33/85/6,2 Au Pont Rouillard : 1/250/18	Au Pont des Foulons : 0,12/20/1,7
Module moyen	Aux Sources d'Arbois : 27 l/s/km ² Au Pont Rouillard : 64 l/s/km ²	Au Pont des Foulons : 6 l/s/km ²
Tranche d'eau écoulée	Aux Sources d'Arbois : 1000 mm/an Au Pont Rouillard : 2050 mm/an	Au Pont des Foulons : 185 mm/an
Précipitations (moyenne annuelle)	1400 mm	1300 mm
Déficit ou bénéfice : Tranche d'eau écoulée/Précipitations	+ 146 %	-14 %
Affluents de surface	Ruisseau de Corrençon Méaudret Doulouche	Bruyèche
Exutoires karstiques	Jarrands/Olivets/G. Blanche/G. Noire/G. Verte/Balme. S. Arbois/Bournillon/Choranche/Pré-Martin/Odier	Aygue et Courant d'air (amont de la Vernaison) Gours Ferrands et Adouin (indirectement) Grotte du Diable
Enseignements	Importante concentration d'exutoires karstiques "Capture" des écoulements karstiques "appartenant" au bassin versant de la Vernaison, <i>via</i> le Système Arbois-Bournillon	Déficience de la tranche d'eau écoulée de la Vernaison par rapport aux précipitations et au profit de la Bourne

Tableau comparatif des "bassins-versants" de la Bourne et de la Vernaison (J.J. Delannoy, 1984)

circulations. On retrouve un dispositif analogue au niveau des gouttières synclinales de moindre ampleur (système Brudour-Cholet, par exemple) ;

- les marques des mouvements tectoniques anté-miocènes ont une double fonction selon leur nature. Les ondulations synclinales transverses ont contribué à la mise en place de collecteurs d'ordre régional (la Bourne, la Drôme), alors que les accidents cassants ou décrochants jouent le rôle de barrage hydrogéologique (failles de Presles-Saillans, de Rencurel, de Carette, de la Cléry, de Jasneuf qui sont toutes des accidents anté-miocènes ayant rejoué au Mio-Pliocène en failles inverses ou décrochantes).

Le rôle des ondulations synclinales transverses est capital pour comprendre l'organisation régionale du drainage. Dans le cas de la Bourne, le plongement axial des plis subméridiens vers cette gouttière transverse a un triple effet :

- celui de définir le sens des écoulements superficiels (sur les molasses miocènes) et souterrains (au contact du substratum hauterivien) ;
- celui de les concentrer au niveau de la Bourne (Figure II.10) ;
- et celui de favoriser la capture d'une partie des eaux précipitées sur le bassin-versant de la Vernaion.

Si le rôle de cet ensellement synclinal transverse est particulièrement évident à l'intérieur du massif, il influence également les circulations superficielles et profondes apparemment plus excentrées comme les systèmes du Cholet, de la Lyonne, et de Tais.

On retrouve un schéma similaire vers la Drôme : abaissement axial du synclinal du Jardin du Roy sur le Glandasse (Archiane) et du synclinal de Chaffal (Pissoire, Fontaigneux).

Les accidents décrochants ont pour principal effet de compartimenter les Hauts-Plateaux : la faille de Carette marque la limite méridionale des systèmes de Goule Blanche et de Goule Verte ; cette même faille et son accident-satellite des Erges isolent le système karstique de l'Adouin ; la faille décrochante de la Cléry limite vers le sud le système Arbois-Bournillon (Figure II.10).

Il est intéressant de relever que l'influence des accidents anté-miocènes joue également à une échelle encore supérieure si on se réfère aux accidents crustaux majeurs de l'Isère et de Menée, qui ont favorisé à des degrés divers l'agencement du réseau hydrographique régional (la moyenne Isère et le Drac). Il est, également, curieux de relever que l'influence prédominante de cette paléo-structure n'est pas immédiate tant dans la mise en place du drainage karstique⁽¹⁾ que dans celle des grands

axes hydrographiques (moyenne Isère, *infra* : Chap. 3).

4. SUR LA PART DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ET DES CONTRAINTES GÉOLOGIQUES DANS L'ÉVOLUTION DES SYSTÈMES KARSTIQUES

Si le réseau hydrographique joue un rôle déterminant dans la définition du niveau de base karstique et du gradient hydraulique, il faut également tenir compte des contraintes géologiques qui vont conditionner la physionomie et l'évolution de la structure du drainage karstique. Lorsqu'on prend en compte la situation à la fois géologique et géomorphologique des différents exutoires karstiques du Vercors (Tableau II.1 et carte H.T.), on peut relever plusieurs cas de figures.

Dans le cas des systèmes karstiques "basés" sur une gouttière synclinale (exemple de Goule Noire, Arbois-Bournillon, Choranche, Cholet...), on observe deux types de situation liée à la position du talweg⁽²⁾ par rapport à l'axe synclinal :

- lorsque le talweg n'a pas atteint cet axe, alors l'exutoire karstique évolue sous une double influence : il est soumis au niveau de base hydrographique (talweg) et au niveau de base lithologique (contact Barrémien-Hauterivien, p.e.) ; au fur et à mesure de l'enfoncement du talweg, l'exutoire migre en fonction du pendage du niveau de base lithologique (en direction de l'axe du pli) : c'est le cas du glissement Favot-Goule Noire et Bournillon-Arbois ; J.J. Delannoy, 1981 ; J.J. Delannoy et B. Lismonde, 1980 ; Figure II.11). Cette migration implique un ré-agencement, au moins basal, de la structure de drainage karstique qui se traduira, entre-autres, par l'existence d'une zone noyée en amont de l'exutoire ;

- lorsque le talweg a atteint l'axe synclinal, voire s'enfonce dans le substratum imperméable, on relève alors une "relative" stabilité de l'exutoire karstique : exemple de Choranche, du Brudour, du Cholet... En restant pour l'instant à un niveau de constat, on note dans ce cas une fréquente évolution en reculée karstique⁽³⁾ (cirque de Choranche, Combe Laval...). Cette évolution va, donc, provoquer cette fois-ci non plus une migration latérale mais une migration vers l'amont-pendage axial. Il sera, dès lors, intéressant de s'interroger sur les conséquences que cela a sur l'évolution de la structure de drainage karstique. L'étude du système du Cholet et de Choranche sera partiellement axé sur ce questionnement (*infra*).

Quelques rares systèmes karstiques du Vercors **semblent** échapper à l'influence du réseau hydrographique régional : c'est le cas des petits systèmes

(1) L'influence paradoxale car tardive des premiers accidents tectoniques sur l'organisation du drainage karstique sera abordée dans la partie régionale consacrée aux systèmes de Goule Noire et de Choranche.

(2) Dans le cas, d'un recoupement transverse du pli synclinal (exemple de la Bourne ou des gorges de la Vernaion)

(3) Cela ne veut pas dire que toutes les reculées karstiques correspondent à ce cas de figure.

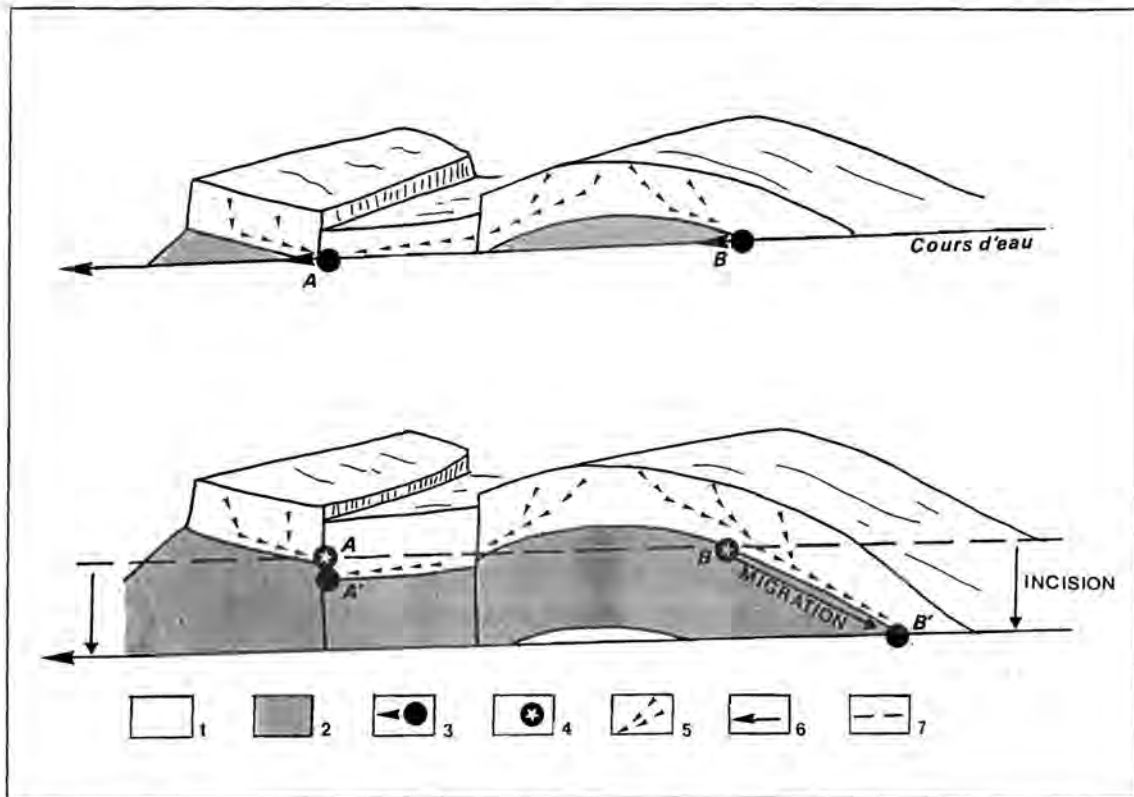


Figure II.11 - Exemples de glissement d'exutoires karstiques en fonction de l'encaissement du niveau de base hydrographique

1 : Calcaire ; 2 : Substratum imperméable ; 3 : Exutoire pérenne ; 4 : Paléoxutoire ; 5 : Circulations souterraines ; 6 : Talweg ; 7 : Paléotalweg.

qui donnent naissance à la haute-Bourne (Bouilly, les Aniers, Chaberts...) et à la haute-Vernaison (Liotards, Rochas, les Berts...), du système temporaire du Crau dans le val d'Autrans-Méaudre, du système Des Ramats-Adouin, auxquels on aurait pu associer le système de la Luire si on n'avait connaissance de ses relations avec le système Arbois-Bournillon (c'est pourquoi, nous avons insisté sur le fait qu'ils **semblent** échapper). L'exutoire de ces différents systèmes est conditionné par le contact des calcaires, non pas avec leur substratum, mais avec leur couverture (marnes albiennes, molasses miocènes...) conservée au coeur des vals.

Bien que nous revenions en détail sur ces systèmes dans l'étude régionale (*infra* : II Partie, Chap. 2), on peut distinguer ici deux types de fonctionnement hydrogéologique.

Le premier concerne le synclinal médian qui est influencé par la gouttière transverse de la Bourne. On relève de fortes variations de débit (débit très faible, voire tarissement en période d'étiage, et crues spectaculaires) (Figure II.12 et II.13). On peut se demander, dans ce cas, si une partie des écoulements karstiques n'est pas capturée par les drains synclinaux sous-jacents surtout en basses eaux, ce qui signifierait une restructuration en cours du drainage karstique (auparavant exclusivement vers la surface des vals et dans le futur uniquement vers les

drains synclinaux) (Figure II.12). Cette restructuration en cours expliquerait le degré encore relatif des connexions avec les drains sous-jacents qui lors des hautes eaux provoquent une mise en charge des réseaux sus-jacents à l'origine des fortes crues observées au niveau de ces exutoires. Si un tel scénario a effectivement lieu, il faut alors s'interroger sur la mise en place de ces systèmes initialement dépendant des vals.

Le second cas concerne le val de Lans en Vercors qui n'est pas influencé par la gouttière transverse de la Bourne puisqu'il se situe en amont de celle-ci. Dans ce cas, on observe une certaine régularité des débits liée à l'existence d'une vaste zone noyée. Les circulations karstiques du Crétacé supérieur dépendantes du pendage et du niveau de l'Albien s'écoulent vers l'axe synclinal où se développerait une vaste zone noyée, maintenue en charge par les molasses miocènes sus-jacentes. Ces exutoires (Bouilly, Aniers, Œil de la Dhuy, Chaberts...) fonctionnent comme des sources de trop plein sur les flancs du synclinal et au contact des calcaires et de leur couverture molassique (Figure II.14).

Enfin, il nous paraît important de souligner le caractère relatif de certains paramètres d'état (cf. *supra* : Livre I, Partie 1). Si on prend le cas des couches à Orbitolines, leur incidence sur le drainage karstique sera fonction du contexte géomorphologique. Lorsque l'érosion des

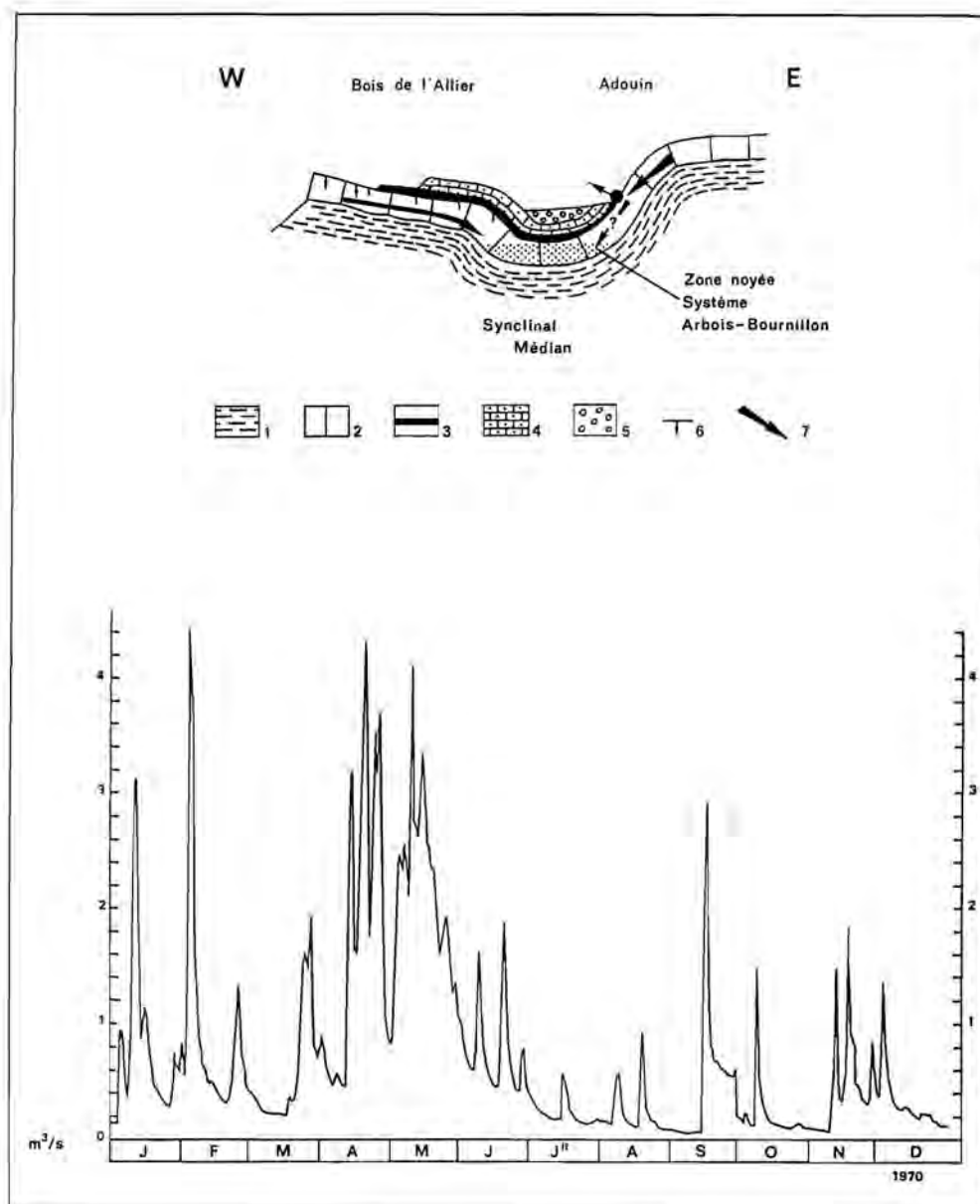


Figure II.12 - Le contexte géologique de l'exutoire du système de l'Adouin et son diagramme de débit

1 : Marno-calcaires hauteriviens ;
 2 : Calcaires à faciès urgonien ;
 3 : Grès albiens ;
 4 : Calcaires du Crétacé supérieur ;
 5 : Molasse miocène ;
 6 : Zone d'infiltration karstique ;
 7 : Écoulement karstique.
 D'après Ph. Rousset, 1982 et B. Lismonde et Frachet, 1978.

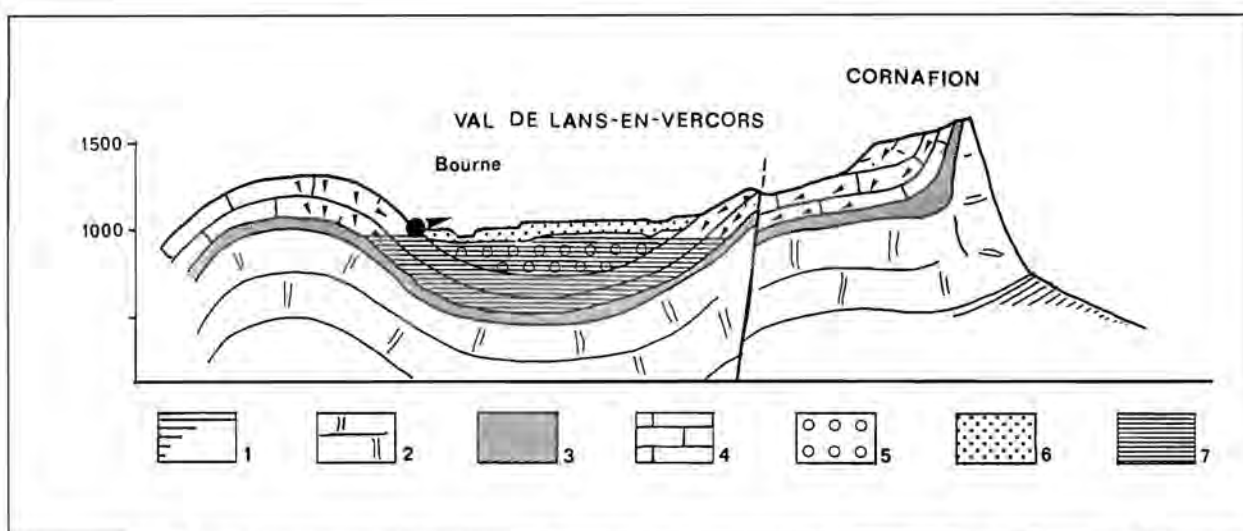
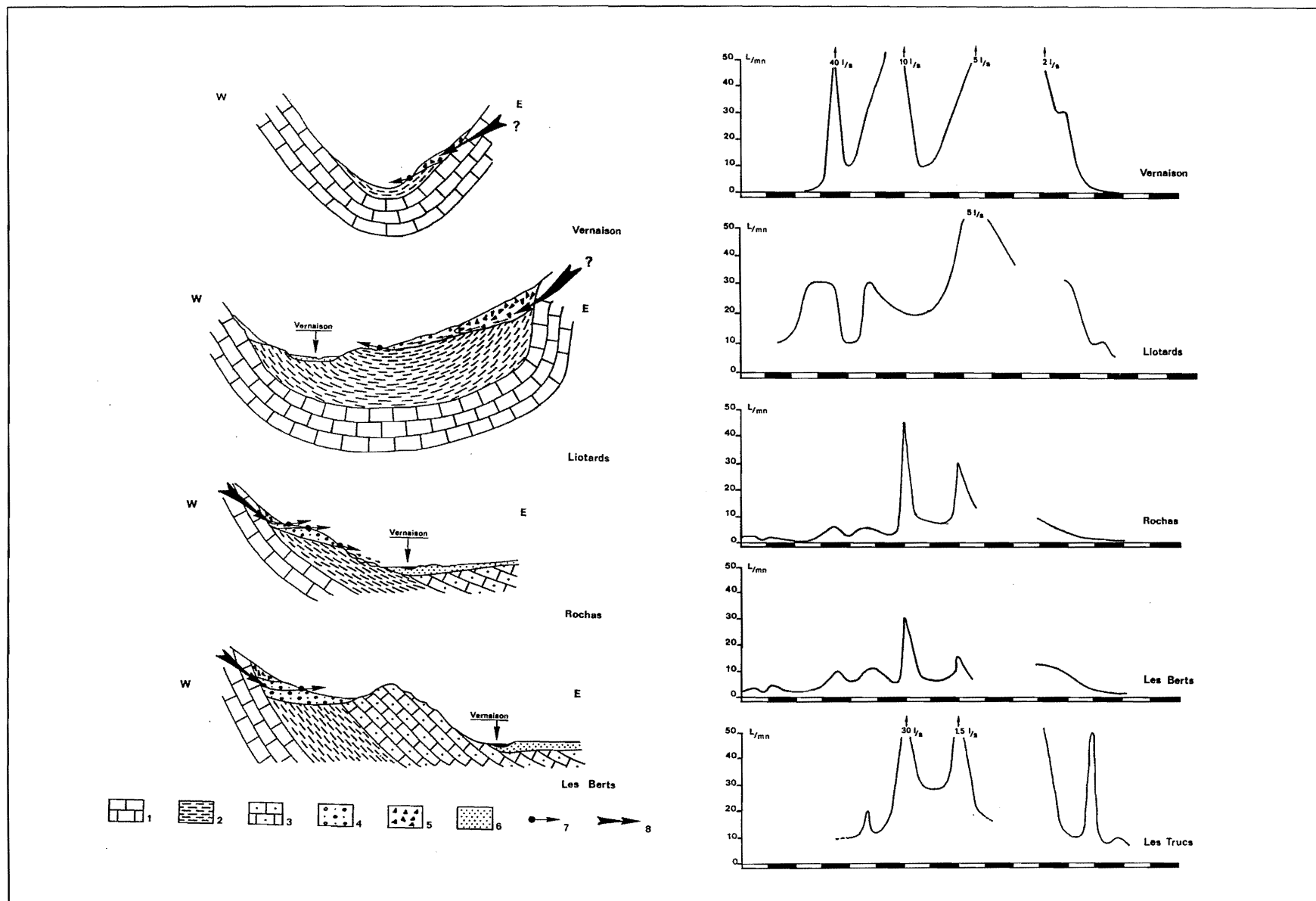


Figure II.14 - Fonctionnement schématique des sources de trop-plein. Exemple du val-de-Lans en Vercors
 1 : Marnes hauteriviennes ; 2 : Calcaire urgonien ; 3 : Sables gréseux albo-aptiens ; 4 : Calcaires sénoniens ; 5 : Molasses miocènes ; 6 : Terrasse glacio-lacustre ; 7 : Zone noyée.

Figure II.13 - Variations de débit d'exutoires karstiques dépendants de la couverture albiennaise et des formations superficielles. Exemple du val médian.
 1 : Ensemble urgonien ; 2 : Marnes albiennes ; 3 : Calcaires du Crétacé supérieur ; 4 : Formation morainique ; 5 : Tablier d'éboulis ; 6 : Alluvions modernes de la Vernaison.



calcaires sus-jacents a été importante, elles fonctionnent alors en véritables niveaux de base lithologique (faible énergie gravitaire, faible structuration des écoulements karstiques...) : c'est le cas des systèmes épikarstiques des Hauts Plateaux (Coche, Gerland, Serrons...) ou des Coulmes⁽⁴⁾ (Pétouze, Fauries, Font Bouteille, Font Sala...). Lorsque le décapage superficiel est moindre, elles ne constituent plus qu'un obstacle relatif à l'organisation d'ensemble du drainage karstique : elles se marquent ponctuellement par des rétrécissements de conduits sur lesquels butent souvent les explorations spéléologiques.

Cet exemple met en évidence le caractère relatif **d'un** paramètre géologique dans la compréhension du karst : il est nécessaire de le replacer dans le système avec tous les autres paramètres jouant un rôle actif (gradient hydraulique, H₂O, CO₂...) et passif.

CONCLUSION PARTIELLE SUR LE DRAINAGE DU VERCORS

L'organisation du drainage superficiel et souterrain du Vercors met en évidence le rôle majeur de la Bourne. De ce fait, la connaissance de l'évolution de ce cours d'eau est essentielle pour comprendre l'organisation des structures endokarstiques actuelles et passées. Mais, étant donné l'indigence, à l'intérieur du Vercors, de formes et formations fluviatiles anciennes, il est nécessaire de chercher des informations au niveau du piémont et de son émissaire : l'Isère.

(1) Dans le cas des Coulmes, les sources calquées sur les niveaux à Orbitolines se situent sur l'axe de la voûte anticlinale, là où l'érosion a été la plus importante.

CHAPITRE III

LES APPORTS DE LA CONNAISSANCE DES FORMATIONS DU PIÉMONT ALPIN DANS LA DÉFINITION DU CADRE MORPHOGÉNÉTIQUE

L'objet de ce chapitre est, d'une part, de définir la mise en place et l'évolution de l'Isère dont est tributaire l'essentiel du réseau hydrographique du Vercors (et par incidence la karstification), et, d'autre part, de chercher les informations permettant de cerner l'évolution morphogénétique du Vercors.

Deux secteurs retiendront plus particulièrement notre attention : la cluse de Grenoble-Voreppe et le Royans, secteurs où l'Isère a une emprise directe sur le réseau hydrographique vercoisien (le Furon et la Bourne).

1. L'ÉVOLUTION NÉOGENE DU PIÉMONT SEPTENTRIONAL DU VERCORS

1.1. La sédimentation molassique miocène

Au sein du Vercors, nous avons vu que les seules

informations concernant le Néogène se résument à une sédimentation molassique et conglomératique miocène (Burdigalien-Tortonien) dont les dépôts sont aujourd'hui limités aux synclinaux et au fait que celle-ci comprenait du matériel d'origine alpine dont il reste encore à définir les conditions de dépôt. Celles-ci peuvent être appréhendées dans la séquence miocène piégée dans le synclinal de Pommiers-la Placette (rive droite de la cluse de Voreppe).

Cette séquence se caractérise de la base au sommet par (J. Bocquet, 1966 ; G. Clauzon et coll., 1990) (Figure II. 15):

- un conglomérat de transgression peu épais rapporté au Burdigalien (M.J. Wallez et *al.*, 1985 ; G. Demarcq et *al.*, 1989 ; J.L. Rubino et *al.*, 1990) ;
- des sables marins molassiques distaux d'une soixantaine de mètres d'épaisseur d'âge Burdigalien supérieur-Langhien ;

- une énorme masse conglomératique (800 à 900 m). Celle-ci est relativement complexe puisqu'on relève à la base un conglomérat marin, puis un niveau de lignite contenant des Gastéropodes continentaux et des rongeurs datés de 13-14 Ma (Serravallien) sur lequel repose une structure de type Gilbert delta (d'une soixantaine de mètres d'épaisseur au niveau frontal), et enfin un

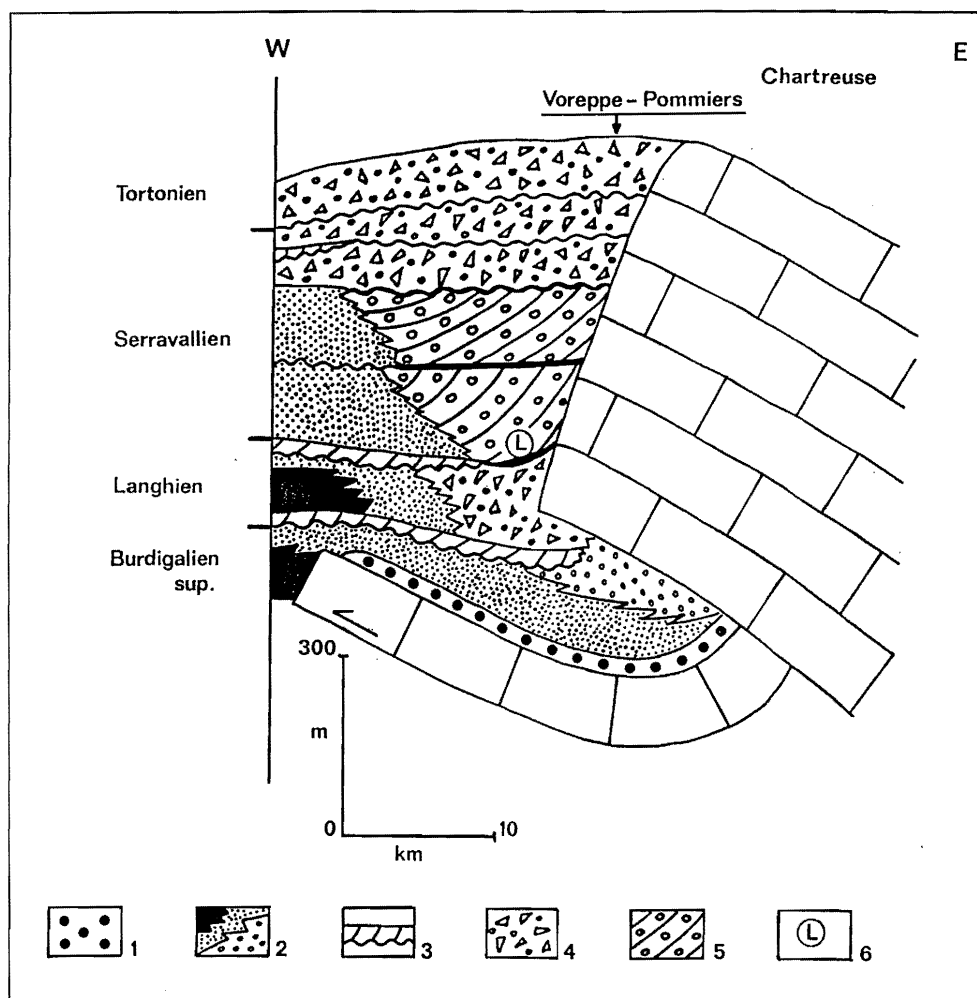


Figure II.15 - Stratigraphie séquentielle du Miocène au droit du synclinal de Voreppe-Pommiers

1 : Conglomérat de transgression ;
2 : Formation marine : marnes/sables/conglomérats ;
3 : Barres tidales transgressives ;
4 : Dépôts continentaux (alluvial fan) ;
5 : Gilbert delta ;
6 : Niveaux à lignites.
D'après J. Bocquet, 1966 et G. Clauzon, 1991.

conglomérat de facture continentale de l'ordre de 400 mètres de puissance.

D'un point de vue pétrographique et morphométrique (J. Bocquet, 1966), les éléments conglomératiques de cette séquence mettent en évidence, d'une part, une facture, d'abord, deltaïque (cône deltaïque sous-marin), puis fluviatile (conglomérat continental), et, d'autre part l'apport de matériaux provenant des Alpes internes (granites, microgranites, radiolarites, ophiolites d'origine Briançonnaise) (Figure II.16).

L'ensemble de ces données permettent de saisir la dynamique régionale durant une grande partie du Miocène.

La base conglomératique met en évidence l'épisode transgressif burdigalien provoqué par le soulèvement des Alpes internes qui repousse vers le NW le domaine marin. Celui-ci est resté tout d'abord limité à un long sillon péri-alpin, dont l'emplacement correspondait aux chaînes subalpines actuelles (Chartreuse-Vercors...) (Figure II.17). Dès le Burdigalien, le domaine alpin à l'est de Grenoble était émergé. D'après les travaux de G. Demarcq (1962) et de G. Latreille (1969), émergeaient de ce bras de mer les voûtes anticlinales contemporaines des mouvements paléocènes et infra-burdigaliens de poussée E-W. Le démantèlement de ces voûtes anticlinales serait à l'origine des éléments calcaires particulièrement abondants dans les dépôts miocènes. La présence du matériel allochtène

prouve, par ailleurs, l'existence d'une paléo-Isère provenant des Alpes et débouchant dans la mer miocène (delta sous-marin) (Figure II.18). Cette paléogéographie explique le pourcentage plus élevé de matériel alpin sur le tracé et en bordure de cette paléo-Isère (J. Bocquet, 1966).

Si on se réfère aux dépôts miocènes du Bas-Dauphiné, cette transgression miocène d'abord limitée à un sillon péri-alpin, submerge ensuite tout l'avant-pays (dès le Langhien). La sédimentation est naturellement grossière aux abords du domaine alpin (conglomérat marin) et beaucoup plus fine, voire carbonatée vers le NW (sables molassiques, calcaires gréseux). Cette avancée du domaine marin a été favorisée par la subsidence de l'ensemble de l'avant-pays (flexuration litho-sphérique) ; aux abords de Dionnay (Chambaran), cette subsidence a été évaluée à 100 m par Ma (J.L. Rubino *et al.*, 1990).

Cette subsidence semble ensuite s'amortir momentanément et ne parvient plus à compenser le volume des apports détritiques apportés par la paléo-Isère et le paléo-Rhône, ce qui enclenche localement un processus de progradation continentale (niveau à lignite et à Gastéropodes continentaux de la série de Pommiers, par exemple) et une évolution de la sédimentation du Bas-Dauphiné qui passe à des faciès plus détritiques.

Néanmoins, l'existence d'un Gilbert delta suppose un retour des conditions marines. G. Clauzon (1990) rattache ce retour, non pas à un nouvel épisode transgressif mais, ici, à une cause tectonique : l'approfondissement de ce secteur synclinal sous l'effet des premiers mouvements de raccourcissement horizontaux E-W responsables de la structure plissée et des chevauchements.

Malgré cet approfondissement, le secteur de Pommiers-Voreppe se comble rapidement sous l'effet des apports alpins et passe, dès lors, à une sédimentation conglomératique continentale qui prograde ensuite progressivement en direction du Bas-Dauphiné et qui atteint la bordure du Massif-Central vers le Tortonien terminal (7-6 Ma) (G. Clauzon, 1991).

Cette progradation conglomératique est l'expression d'une puissante érosion s'exerçant préférentiellement dans les Alpes internes, mais également sur les pré-structures anticlinales sub-alpines. Dans le Vercors, cette érosion des pré-anticlinaux semble attestée par la part de plus en plus importante d'éléments crétacés dans le conglomérat tortonien ; ce qui suppose qu'au moins sur ces voûtes anticlinales, la couverture burdigalienne avait en grande partie disparu dès le Miocène supérieur. Cette hypothèse semble confirmée par la distribution pétrographique des conglomérats miocènes du Royans, où la proportion d'éléments crétacés prend de l'importance au fur et à mesure qu'on monte dans la série miocène, ce qui fait dire à Y. Bravard (1963) que dès le Tortonien, une paléo-Bourne déversait du matériel carbonaté dans le Royans.

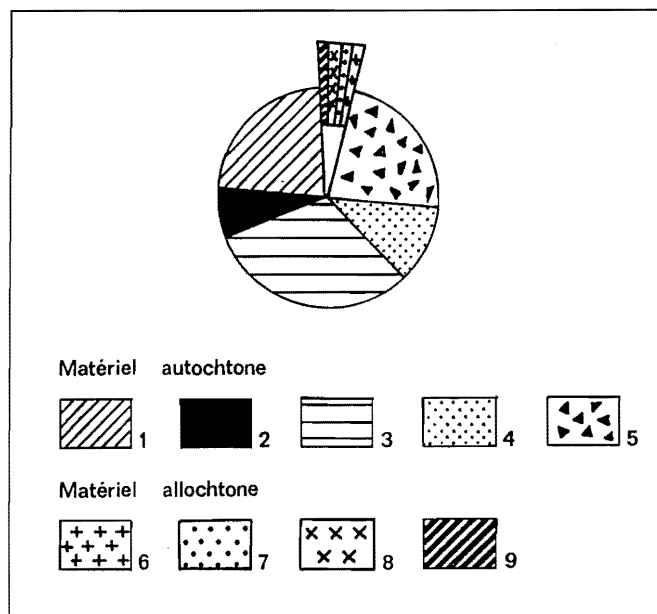


Figure II.16 - Comptage pétrographique des conglomérats sommitaux du synclinal de Pommiers-Romeyère.

Autochtones : 1 : Calcaires ; 2 : Calcaires marneux ; 3 : Calcaires cristallins ; 4 : Calcaires détritiques ; 5 : Silex ; Allochtones : 6 : Quartz ; 7 : Radiolarites ; 8 : Granites ; 9 : Roches vertes.

D'après J. Bocquet, 1966.

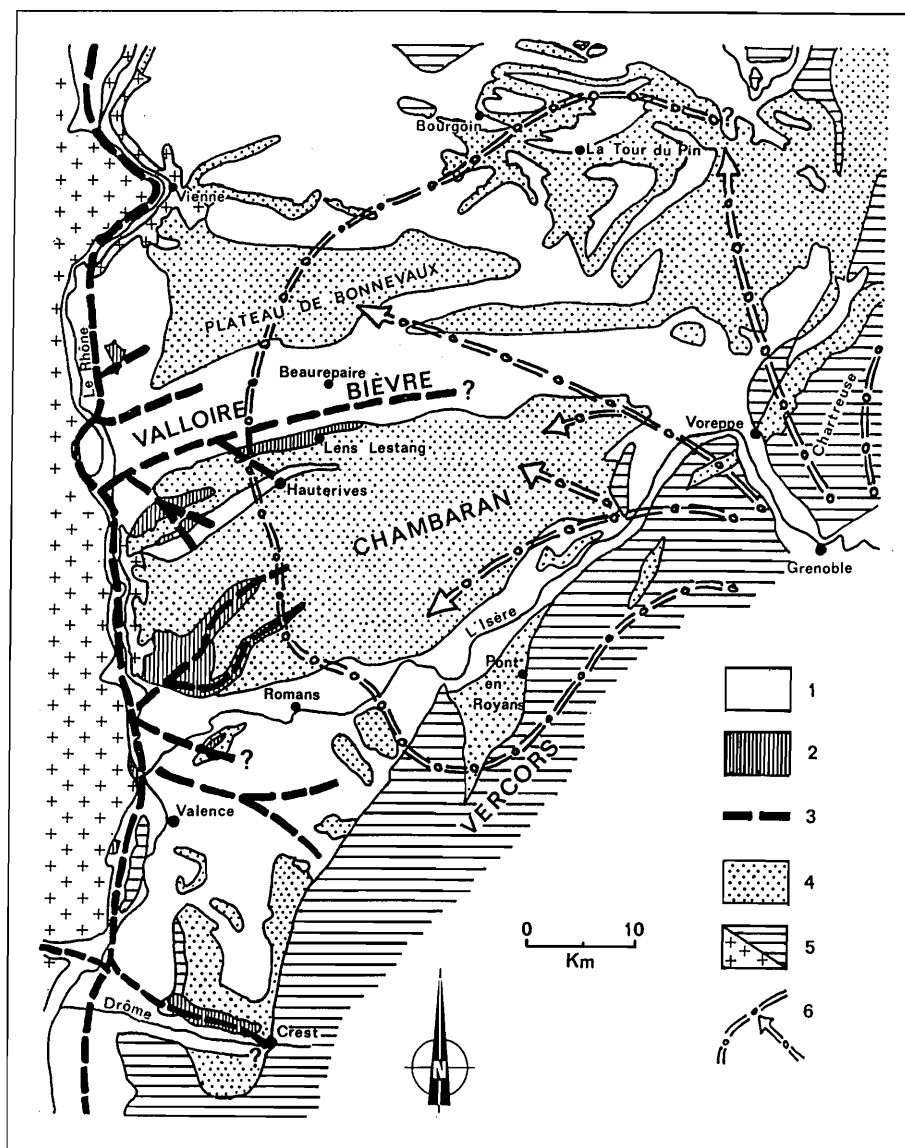


Figure II.18 - Les formations détritiques néogènes du Bas Dauphiné

1 : Pléistocène ;
 2 : Dépôt pliocène ;
 3 : Vallée messinienne se raccordant au canyon du Rhône ;
 4 : Formations miocènes ;
 5 : Socle cristallin/sédimentaire ;
 6 : Limite du delta miocène de l'Isère (delta de Voreppe).
 D'après J. Perriaux et al, 1984.

la ria pliocène s'est réalisé presque instantanément, ce qui implique des apports considérables de ses affluents et donc une active érosion dans le domaine alpin. L'une des dynamiques de cette érosion est l'exhaussement pliocène des Alpes (P. Mandier, 1988). En terme de bilan associant le paroxysme mio-pliocène et la poursuite du soulèvement durant le Pliocène, c'est une surrection de plus de 1000 m qui s'est réalisée dans le Vercors et de l'ordre de 450 m au niveau du Chambaran (Dionnay, G. Clauzon et coll., 1991). Ce soulèvement s'est poursuivi durant le Pliocène supérieur et le Pléistocène si on se réfère à l'altitude actuelle du passage Pliocène marin-Pliocène continental dans la Bièvre-Valloire et à son basculement E-W (P. Mandier 1988). On ne peut l'estimer dans le Vercors ou sa bordure en l'absence de dépôts pliocènes : la seule référence étant les molasses miocènes actuellement présentes dans les synclinaux subméridiens et à plus de 1000 m d'altitude.

Ce soulèvement plio-quaternaire associé au refroidissement climatique fini-pliocène a été un des processus ayant enclenché la dynamique glaciaire

quaternaire. Cette dynamique a du être, sinon soudaine, au moins généralisée à l'ensemble du domaine alpin, si on se réfère au caractère isochrone du toit de la série pliocène dans la vallée du Rhône (arrêt de l'accrétion continentale autour de 2,5 Ma).

2. L'ÉVOLUTION PLÉISTOCÈNE ET LES FLUCTUATIONS DE L'ISÈRE

Nous ne développerons pas ici les effets des glaciations quaternaires dans le Vercors qui ont été déjà abordés dans nos travaux antérieurs (J.J. Delannoy, 1981, 1983, 1984, 1986, 1991) et par de nombreux auteurs (G. Monjuvent, 1978, et al, 1978 ; M. Chardon, 1978, 1980 ; A. Marnezy, 1980 ; Ph. Audra, 1994) et que nous traiterons ponctuellement dans les études régionales (*infra*). Nous axerons, comme pour le Néogène, l'essentiel de nos propos sur l'évolution du niveau de base régional qu'est l'Isère (Figure II.20).

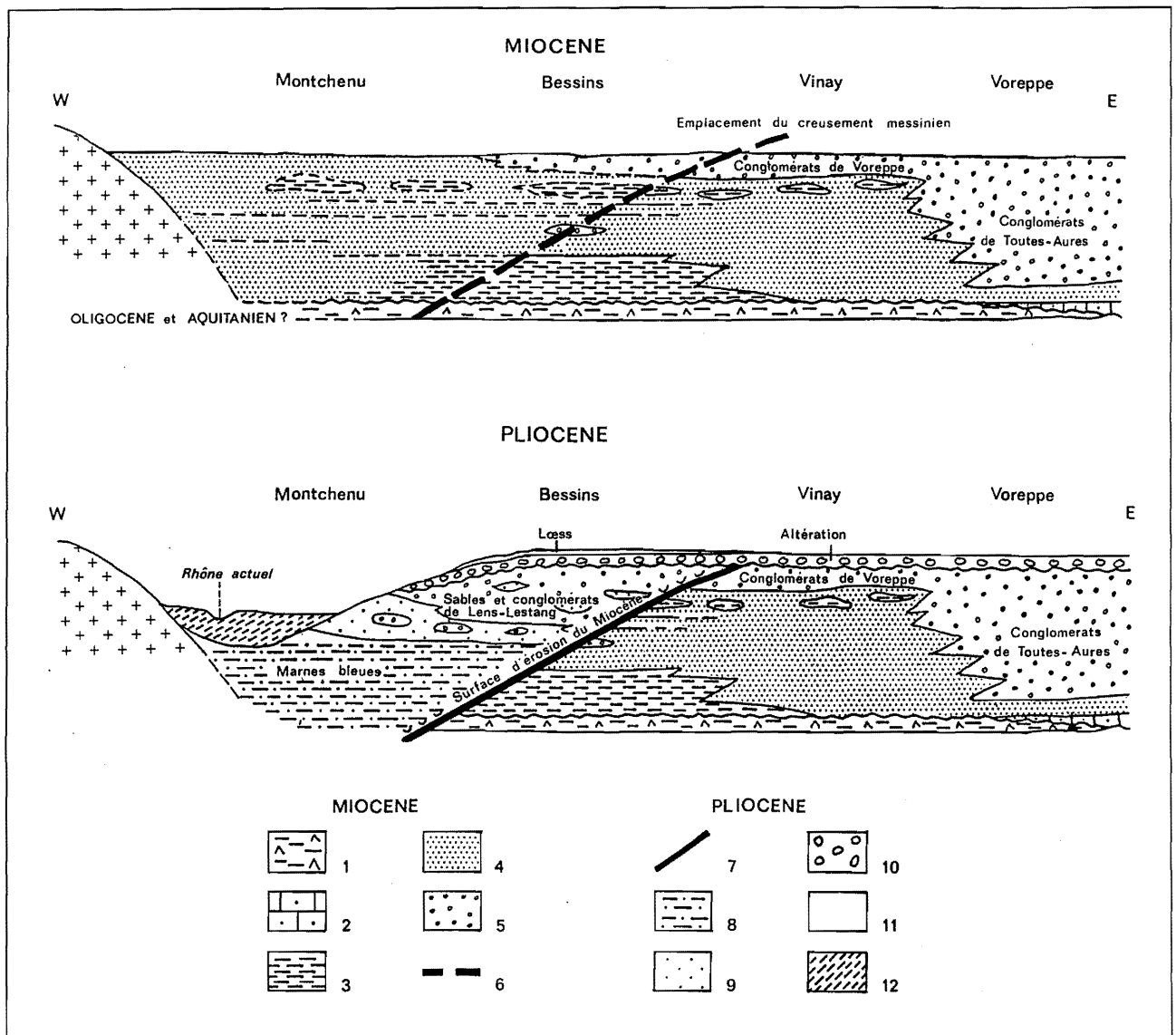


Figure II.19 - Transects stratigraphiques séquentiels anté- et post-messinien de part et d'autre du canyon messinien du Rhône

1 : Marnes lagunaires à gypses oligocènes ; 2 : Molasse burdigalienne ; 3 : Marnes langhiennes (St Vallier) ; 4 : Sables langhiens-tortonien ; 5 : Conglomerats ; 6 : Incision messinienne ; 7 : Surface d'érosion messinienne ; 8 : Marnes bleues pliocènes ; 9 : Sables et conglomérats pliocènes ; 10 : Formation plio-pléistocène du Chambaran ; 11 : Loess ; 12 : Alluvions pléistocènes. D'après D. Mortaz-Djalili et J. Perriaux, 1979.

2.1. L'évolution pléistocène au niveau de la cluse de Grenoble-Voreppe

C'est paradoxalement là où l'Isère s'est écoulée en permanence depuis le Messinien (cluse de Grenoble-Voreppe) que les informations sont les moins nombreuses tout au moins en ce qui concerne le Pléistocène inférieur et moyen. Ce qui s'explique bien puisque lors de différentes pulsations glaciaires qui ont rythmé le Pléistocène, les crues du glacier isérois ont emporté les formations antérieures d'origine glaciaire et/ou fluvio-glaciaire. Les seules informations précises dont nous

disposons, concernant le Pléistocène récent, étant donné que les glaciations würmiennes furent moins puissantes que les crises glaciaires antérieures (G. Monjuvent, 1978).

A partir de l'étude des ombilics de Grenoble et de Moirans, les informations suivantes peuvent être relevées :

- un surcreusement glaciaire d'au moins 400 m (par rapport à la plaine actuelle) de ces deux ombilics durant le "Riss" ;
- un remblaiement fluvio-glaciaire et lacustre (argiles d'Eybens) rapporté à l'Eémien et qui atteint la cote de 250 m (cote actuelle de Grenoble : 215 m) ;
- un nouveau recreusement glaciaire (maxi-Würm) qui entaille d'environ 150 m les argiles d'Eybens ;

Figure II.20 - Extensions du glacier de l'Isère

1 : Ria pliocène ; 2 : Limite supposée du glacier isérois "mindélien" ; 3 : Vallée anté-"Riss" de la Bourne, affluent du Rhône ; 4 : Limite du maximum glaciaire "rissien" ; 5 : Flux glaciaire rissien isérois ; 6 : Limite du maximum glaciaire würmien ; 7 : Glaciers locaux du Vercors, sans précision d'âge.

- un nouvel épisode lacustre⁽¹⁾ contemporain de l'interstade Würm I-Würm II qui est encore visible au niveau du plateau de Champagnier (450 m) ;
- un important creusement provoqué par le glacier würmien II ;
- et enfin, un nouvel épisode lacustre post-würm qui passe à un contexte palustre vers le Dryas ancien-Pré Boréal (M. Couteaux, 1978 ; M. Chardon et al., 1980), responsable de la physionomie actuelle de la plaine de l'Isère.

Quant aux glaciations anté-"Riss", des reconstitutions du talweg de l'Isère ont été proposées à partir des formations fluvio-glaciaires présentes dans la plaine de la Bièvre-Valloire (G. Monjuvent, 1978). A titre indicatif, ce talweg était estimé dans la cluse de Grenoble à une altitude de 500 m pour le Pléistocène ancien et de 900 m pour le fini-Pliocène.

Si on se réfère aux données concernant la seconde moitié du Pléistocène moyen et le Pléistocène récent, il est nécessaire de s'interroger sur les incidences des "surcreusements" glaciaires et des réajustements interglaciaires sur le réseau hydrographique affluent et sur les systèmes karstiques se raccordant directement à la vallée de l'Isère (Cuves de Sassenage, St Quentin).

2.2. L'évolution pléistocène au niveau du Royans et de la basse-Isère

C'est au niveau du Royans et de la basse-Isère, dont dépendent la Bourne et ses affluents, qu'on dispose, grâce aux travaux de P. Mandier (1988), des informations les plus complètes sur l'évolution pléistocène du réseau hydrographique.

Tout d'abord l'étude des différents niveaux de terrasses de la basse-Isère (Royans-plaine de Valence) permet de caler la mise en place du tracé actuel de l'Isère, aux environs de l'interglaciaire "Mindel-Riss". Jusqu'au "Mindel" inclus, la paléo-Isère empruntait (depuis son incision messinienne, voire antérieure si on se réfère au delta de Voreppe) la dépression de la Bièvre-Valloire. En effet, les très hautes et hautes terrasses de la "basse-Isère", rapportées au "Günz" et "Mindel", sont exclusivement composées de matériel local (calcaires et molasses) alors que les moyennes et basses terrasses ("Riss" et Würm) contiennent toujours du matériel local mais aussi d'origine alpine. D'autre part, si on prend comme référence les formations morainiques iséroises, on constate que l'extension maximale des fronts glaciaires

atteignaient, au "Riss", le secteur de Têche-Cognin et, au Würm, le secteur de Rovon-St Gervais. De plus, on ne relève aucune formation morainique antérieure au "Riss" alors que des témoins morainiques des glaciations "Günz" et "Mindel" existent dans la plaine de Bièvre-Valloire.

Une seconde information importante concernant notre domaine d'étude est l'existence de ces très hautes terrasses en aval du Royans (inclus). Ces hauts niveaux anté-Riss, contenant essentiellement du matériel carbonaté, mettent en évidence, d'une part, une érosion active dans le Vercors et, d'autre part, que la Bourne avant d'être un affluent de l'Isère était un affluent du Rhône et possédait sa propre autonomie.

Il est, dès lors, nécessaire de s'interroger sur les conséquences vers l'amont du glissement du niveau de base relatif de la Bourne : le Rhône avant le Riss et depuis l'Isère (au niveau du Royans). Ce glissement a-t-il été un frein ou un accélérateur de l'incision de la Bourne à l'intérieur du Vercors. Cette question sera abordée ultérieurement car d'autres paramètres interviennent notamment l'alimentation de la Bourne par une diffuence du glacier de l'Isère (la diffuence du Furon) ; diffuence qui a eu un rôle particulièrement important dans la première moitié du Pléistocène moyen (*infra* : II Partie, Chap.2).

En terme de bilan, on peut, à partir des différents niveaux de terrasses présentes dans le Royans, estimer l'encaissement de la Bourne à une centaine de mètres depuis l'interglaciaire "Mindel-Riss", soit une valeur comparable à celle calculée dans la vallée de la Drôme dans le bassin de Crest (P. Mandier, 1988). L'emboîtement des terrasses met en valeur une dynamique différente de celle observée dans la cluse de Grenoble-Voreppe. Il sera intéressant de confronter ces deux dynamiques à celles des systèmes karstiques dépendant respectivement de la cluse de Voreppe et de la Bourne-Royans.

Enfin, d'un point de vue géomorphologique, il sera nécessaire de porter une attention particulière au paléo-interfluve compris entre la paléo-Isère (cluse de Voreppe-Bièvre Valloire) et la paléo-Bourne (Royans-Rhône) où on observe de hauts niveaux de glaci, de profondes entailles fluviales (gorges du Nant) et des systèmes hydrographiques perchés (Drevenne et St-Pierre-de-Chérennes).

(1) Lié à la présence d'un culot de glace morte dans la cluse de Voreppe, G. Monjuvent, 1978.

3. CONCLUSIONS : LE VERCORS SOUS DOUBLE INFLUENCE

Si on prend en compte l'évolution paléogéographique postérieure à la tectogénèse mio-pliocène, le Vercors apparaît soumis à deux aires d'influence possédant des dynamiques morphogéniques fort différentes.

La première d'entre-elles est la cluse de Grenoble-Voreppe qui appartient dès le Messinien au système hydrographique de l'Isère et dont dépendent le Furon et les systèmes karstiques de Sassenage, du Bruyant et de St Quentin. Ce secteur a été directement confronté aux glaciations pléistocènes responsables de profondes incisions du talweg mais aussi à l'origine de puissants colmatages. L'importance de ces incisions et remplissages qui est directement liée à l'intensité des glaciations, ne permet pas de raisonner sur un continuum temporel : le talweg holocène de l'Isère est nettement perché au dessus du *bed-rock* würmien (- 150 m) ou "rissien" (- 400 m) alors que ce dernier est clairement emboîté dans le niveau pléistocène ancien.

La seconde aire d'influence correspond au Royans-plaine de Valence dont dépendent l'actuelle Bourne et ses affluents (Vernaison, Cholet, Lyonne) et les systèmes karstiques tributaires de ces cours d'eau. Ce secteur a eu sa propre autonomie jusqu'au Riss puis a été dépendant de la basse vallée de l'Isère. Dans l'état actuel des recherches, on n'a pas retrouvé en amont de la plaine de Valence et en direction du Royans les traces d'une incision messinienne d'une paléo-Bourne (les sédiments marins pliocènes semblent s'arrêter en amont de Beaumont-Monteux). Sur la façade occidentale des Monts du Matin qui se raccorde directement à la vallée du Rhône, P. Mandier a mis en évidence de profondes incisions messiniennes (en amont de Peyrus ; Figure II.21). Quoi qu'il en soit, il apparaît que dès le Pléistocène ancien et jusqu'au "Riss", la Bourne "existe" et fonctionne comme affluent du Rhône. L'emboîtement des formations

alluviales montre un enfoncement unilatéral depuis le Pléistocène ancien : les niveaux les plus récents sont toujours emboîtés dans les plus anciens.

L'étude des systèmes karstiques du Vercors aura, entre-autres, comme objectif de saisir l'influence respective de ces deux aires au niveau de l'organisation du réseau hydrographique tant superficiel qu'endokarstique.

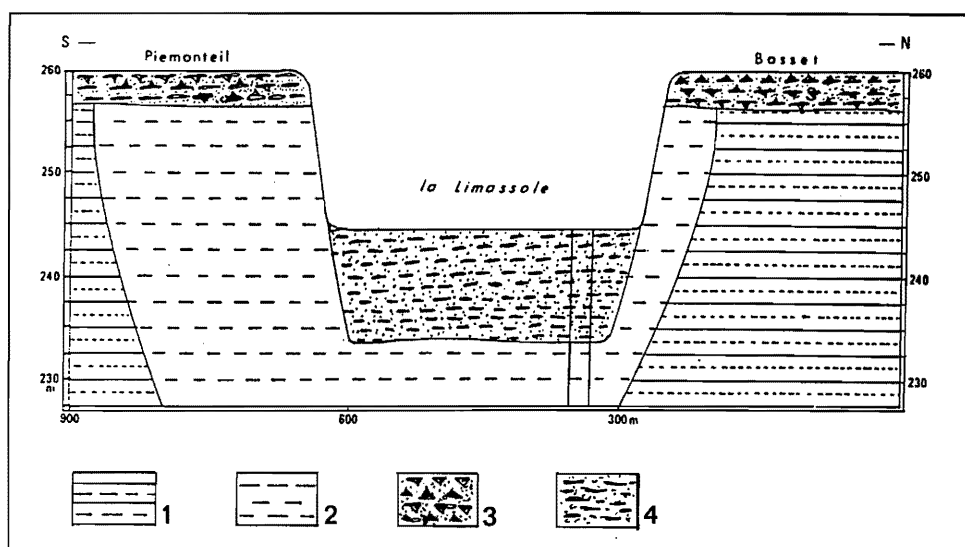


Figure II.21 - Coupe du vallon du Peyrus sur la façade occidentale des Monts du Matin mettant en évidence l'incision messinienne

1 : Molasse miocène ;
2 : Argiles pliocènes ;
3 : Riss ancien ;
4 : Riss récent.
D'après P. Mandier, 1980.

LIVRE II

DEUXIÈME PARTIE

—

ÉTUDE DES ENTITÉS KARSTIQUES DÉPENDANTES DE LA BOURNE

DEUXIÈME PARTIE

ÉTUDE DES ENTITÉS KARSTIQUES DÉPENDANTES DE LA BOURNE

CHAPITRE I. LE MASSIF DES COULMES ET LE SYSTÈME DE CHORANCHE

INTRODUCTION

1. LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET SES IMPLICATIONS HYDROGÉOLOGIQUES

- 1.1. Le cadre litho-structural
 - 1.1.1. Le dispositif structural
 - 1.1.2. Le contexte lithologique
- 1.2. L'organisation hydrogéologique
 - 1.2.1. L'unité de Presles-Goule du Pylône
 - 1.2.2. L'unité de Fauries-Jallifier
 - 1.2.3. L'unité de Choranche et l'unité de Pré-Martin
 - 1.2.3.1. L'unité de Pré-Martin
 - 1.2.3.2. L'unité de Choranche
 - 1.2.4. L'unité orientale
 - 1.2.5. Conclusions

2. LE MODÈLE KARSTIQUE ET SES APPORTS MORPHOGÉNIQUES

- 2.1. Le relief à buttes de la zone sommitale des Coulmes
- 2.2. Le rebord oriental des Coulmes
- 2.3. Le "plateau" de Presles
- 2.4. Les gorges aval de la Bourne
- 2.5. La retombée iséroise des Coulmes s.l.

3. ÉTUDE ENDOKARSTIQUE DU MASSIF DES COULMES

- 3.1. Les cavités héritées
 - 3.1.1. Les cavités décapitées
 - 3.1.2. Les cavités recoupées
 - 3.1.2.1. La grotte de Pré Létang
 - 1- Les données morphospéléologiques
 - 2- L'étude des remplissages de Pré Létang
 - 3- Évolution spéléogénique de Pré Létang et ses apports morphogéniques
 - 3.1.2.3. La grotte de Marnat
 - 3.1.3. Conclusion
- 3.2. Les systèmes souterrains fonctionnels
 - 3.2.1. L'approche morpho-spéléologique
 - 3.2.1.1. La grotte de Gournier
 - 1- Description spéléomorphologique
 - 2- Reconstitution spéléogénique
 - 3.2.1.2. Le "système" Coufin-Chevaline
 - 1- Les réseaux actifs de Coufin-Chevaline
 - 2- Un étagement de réseaux "fossiles"
 - 3- L'évolution spéléogénique de Coufin-Chevaline
 - 3.2.2. L'approche systémique : la perspective d'un seul système endokarstique
 - 3.2.3. Conclusions

4. RECONSTITUTION MORPHOGÉNIQUE DU MASSIF DES COULMES

- 4.1. Un système karstique associant poljés synclinaux et grottes-tunnel
- 4.2. L'évolution miocène des Coulmes
- 4.3. L'évolution karstogénique des Coulmes commandée par l'incision de la Bourne

5. CONCLUSION TRANSITOIRE

CHAPITRE II. LES "QUATRE MONTAGNES"

INTRODUCTION : PRÉSENTATION DU DOMAINE ET OBJECTIFS DE RECHERCHE

1. LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE

- 1.1. Le dispositif litho-structural
 - 1.1.1. Le contexte lithologique
 - 1.1.2. Le dispositif structural
- 1.2. L'organisation hydrogéologique
 - 1.2.1. Les systèmes dépendants de la Bourne
 - 1.2.1.1. Le système de Goule Noire
 - 1.2.1.2. Le système de Goule Blanche
 - 1.2.2. Les systèmes dépendants du Furon-Isère
 - 1.2.2.1. Le système du Bruyant
 - 1.2.2.2. Le système des Cuves de Sassenage
 - 1.2.3. Conclusions

2. LES APPORTS DU MODELÉ SUPERFICIEL DANS LA COMPRÉHENSION KARSTOGÉNIQUE

- 2.1. Les pénétrations pléistocènes et leurs incidences morphologiques
 - 2.1.1. Les incidences morphogéniques et karstogéniques du glacier isérois et des ses diffuences
 - 2.1.1.1. Les apports des cavités recoupées par le recul du rebord externe
 - 2.1.1.2. Les incidences de la diffuence iséroise du Furon
 - 2.1.2. Les incidences morphologiques des glaciers locaux du Vercors
 - 2.1.3. Les épisodes glacio-lacustres du Val de Lans-Villard de Lans
 - 2.1.4. Conclusion
- 2.2. Le val d'Autrans-Méaudre : une double empreinte
- 2.3. Les principaux enseignements morphogéniques du modelé superficiel des Quatre Montagnes

3. LES ENSEIGNEMENTS DES GRANDS "SYSTEMES" SPÉLÉOLOGIQUES DES QUATRE MONTAGNES

- 3.1. Les apports des réseaux souterrains du val d'Autrans-Méaudre
 - 3.1.1. L'Antre de Vénus : un témoin de la paléogéographie néogène
 - 3.1.1.1. Étude spéломorphologique de l'Antre de Vénus
 - 3.1.1.2. Interprétation morphogénique des formes et formations endokarstiques
 - 3.1.1.3. Reconstitution spélogénique
 - 3.1.2. Un étagement de drainage mis en évidence à l'aval du système : grotte Favot-Goule Noire
 - 3.1.2.1. Description spéломorphologique
 - 3.1.2.2. Reconstitution spélogénique
 - 3.1.3. Un étagement de drainage mis en évidence au cœur du système karstique : exemple du Trou Qui Souffle
 - 3.1.3.1. Les réseaux spélogiques dans leur contexte géologique
 - 3.1.3.2. Un agencement spélogénique soumis aux variations de la surface piézométrique
 - 3.1.3.3. Le premier stade visible de drainage s.s. : la galerie de Pâques
 - 3.1.3.4. La mise en place de shunts : les galeries François et Cuspide
 - 3.1.3.5. Une "première" phase de migration du drainage s.s.
 - 3.1.3.6. Une "seconde" phase de migration du drainage s.s.
 - 3.1.3.7. De l'actuel fonctionnement hydrologique aux formations varvées du Trou Qui Souffle
 - 3.1.4. Les apports karstogéniques et morphogéniques de l'endokarst

- 3.2. Les apports endokarstiques du système de Goule Blanche
 - 3.2.1. Une structure endokarstique sous double dépendance
 - 3.2.1.1. Des réseaux sous dépendance litho-structurale
 - 3.2.1.2. L'exemple du Clôt d'Aspres
 - 3.2.1.3. Des réseaux sous dépendance morphogénique
 - 3.2.2. La pré-existence de paléo-drain s.s.
 - 3.2.3. Reconstitution spéléogénique "du" système de Goule Blanche
- 3.3. Les apports du système endokarstique du Sornin-Sassenage

4. RECONSTITUTION MORPHOGÉNIQUE DES QUATRE MONTAGNES

- 4.1. Dans l'expectative d'une dynamique hydrographique
- 4.2. La "révélation" d'une première phase d'incision hydrographique
- 4.3. Sur les impacts des glaciations pléistocènes

CHAPITRE III. LES APPORTS DU SYSTÈME KARSTIQUE ARBOIS-BOURNILLON-LUIRE

1. LE SYSTÈME KARSTIQUE ARBOIS-BOURNILLON-LUIRE

- 1.1. Un système hydrogéologique particulier
- 1.2. L'approche morphospéléologique
 - 1.2.1. L'empreinte d'au moins deux grandes générations de cavités
 - 1.2.1.1. D'anciennes générations de cavités
 - 1.2.1.2. Des cavités dépendantes de la Bourne
 - 1.2.2. La grotte de la Luire
 - 1.2.3. Les Sources d'Arbois et la grotte de Bournillon : l'expression d'un étagement d'exutoires karstiques
- 1.3. Reconstitution karstogénique du système Bournillon-Arbois-Luire

2. L'APPORT DE LA BIOSPÉLÉOLOGIE DANS LA RECONSTITUTION MORPHOGÉNIQUE

3. CONCLUSIONS

CHAPITRE I

LE MASSIF DES COULMES ET LE SYSTÈME DE CHORANCHE

INTRODUCTION

Situé sur le rebord nord-occidental du Vercors, le massif des Coulmes constitue un ensemble individualisé, ce qui représente un avantage sur le plan systémique car on peut ainsi plus facilement contrôler les entrées et flux d'information (eau, sédiments...). Ce massif d'une cinquantaine de km² est limité à l'est par la dépression des Ecouges-Romeyère-Rencurel, au sud par les gorges aval de la Bourne (Balme de Rencurel-Pont en Royans), à l'ouest par la vallée de l'Isère et au nord par la dépression de Malleval (Figure II.22).

Cet ensemble est particulièrement intéressant pour les raisons suivantes :

- du fait de son altitude modeste (800 m d'altitude moyenne, point culminant à 1475 m), ce massif n'a pas connu durant le Pléistocène un englacement même partiel. Il a ainsi pu conserver, malgré les retouches périglaciaires pléistocènes, un modelé de facture initiale tertiaire. Ce modelé quasi absent dans le reste du Vercors (hormis dans les secteurs du Bois de l'Allier et de la forêt de Lente) permet ainsi de retracer un pan de l'évolution géomorphologique anté-pléistocène ;

- sa situation d'interfluve entre l'Isère et la Bourne permet d'appréhender l'incidence de l'évolution de ces deux cours d'eau sur la karstogénèse et la morphogénèse de ce massif. Cette perspective est d'autant plus intéressante quand on connaît le vécu hydrographique de ces deux cours d'eau (*supra* : Introduction Générale) : fonctionnement de la Bourne en tant qu'affluent direct du Rhône jusqu'au Complexe interglaciaire "Mindel-Riss" et mise en place tardive de la vallée de l'Isère entre l'ombilic de Moirans et la dépression du Royans ;

- l'existence de plusieurs générations de structures endokarstiques (des systèmes actuels fonctionnels aux systèmes anciens décapités par la surface topographique) permet de s'interroger sur les causes paléogéographiques et paléoenvironnementales qui ont présidé à ces différentes phases de karstification.

Compte tenu de ces particularités, un triple objet motive l'étude du massif des Coulmes :

- 1- Dégager les données morphogénétiques et paléoenvironnementales contenues dans le modelé de ce massif et de ses retombées ;

- 2- Saisir l'évolution karstique de ce massif dans son contexte régional et plus particulièrement dans sa relation privilégiée avec la Bourne ;

- 3- Édifier à partir d'une région, n'ayant pas subi l'effet des glaciers pléistocènes, un canevas morphogénique anté-

pléistocène.

Pour mener à bien cette étude, nous aborderons, dans un premier temps, le contexte géologique et hydrogéologique afin de mieux appréhender l'organisation endokarstique et son évolution ; puis nous traiterons des spécificités du modelé des Coulmes afin d'en dégager les informations morphogéniques ; et enfin, nous analyserons l'évolution endokarstique de ce massif afin de révéler des informations paléogéographiques aujourd'hui absentes en surface.

1. LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET SES IMPLICATIONS HYDROGÉOLOGIQUES

1.1. Le cadre litho-structural

1.1.1. Le dispositif structural

Coincé entre le val médian et le synclinal du Royans, le massif des Coulmes s'apparente à un lourd anticlinorium de direction subméridienne. Ce dispositif relativement simple est en fait affecté par tout un réseau de fractures et d'ondulations de même direction ou légèrement obliques par rapport à l'axe du pli (Figure II. 22).

L'accident le plus important est le décrochement senestre pluri-kilométrique de Presles, d'âge anté-miocène, et ses failles "satellites" (faille de Pont en Royans, faille de Serre Cocu, faille des Abissets-Cornouze...). Cet accident a légèrement rejoué lors de la phase tectonique post-miocène, par contre les failles satellites ont enregistré les serrages E-W qui s'expriment dans le dispositif structural par des structures à caractère anticlinal ou synclinal (Figure II.8).

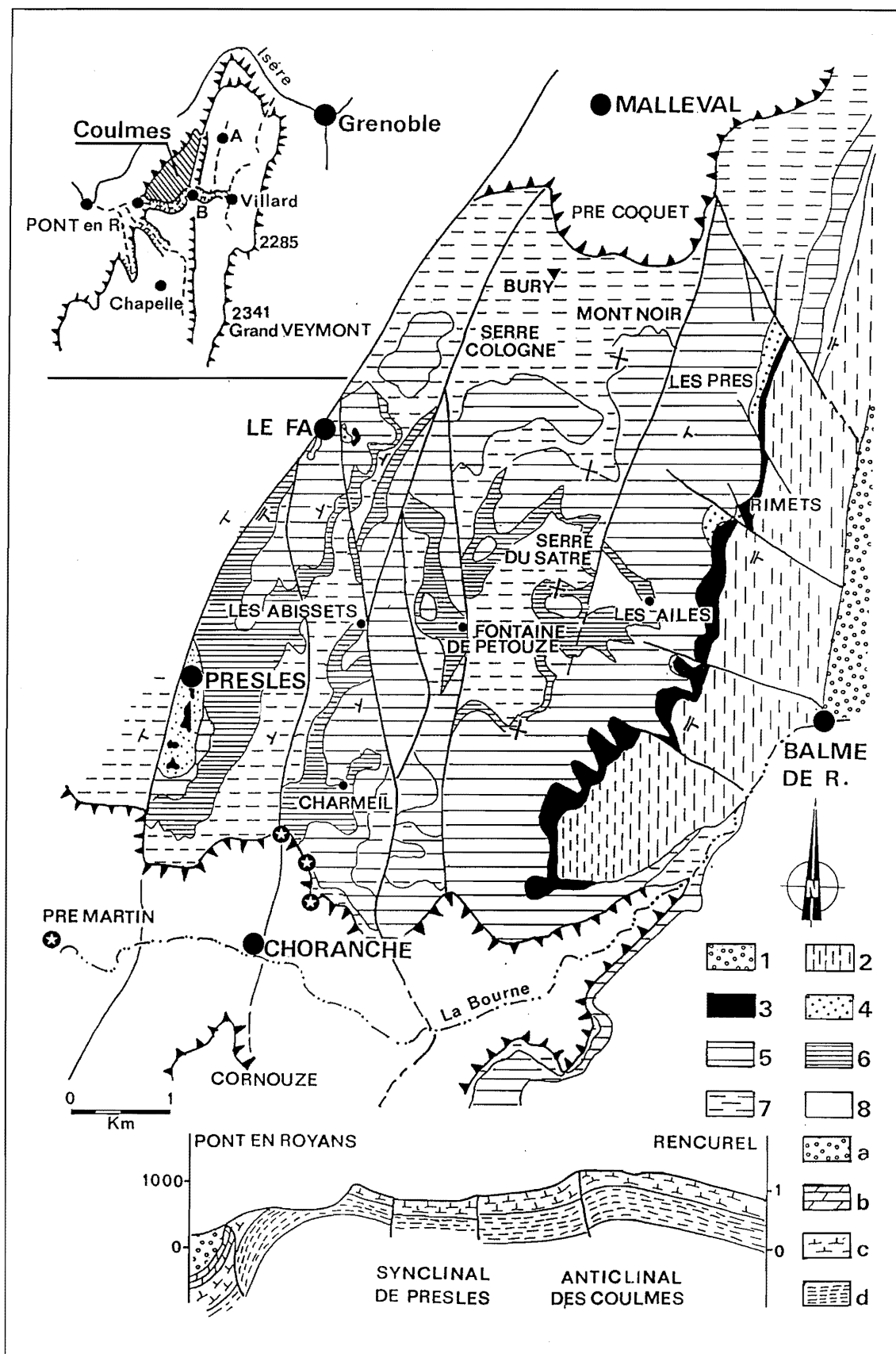
A l'ouest de la faille de Presles, l'accident le plus marquant est la flexure post-miocène du Royans, responsable de la retombée sub-verticale des assises crétacées qui paraissent chevaucher les formations miocènes du Royans. Cette flexure s'accompagne de la torsion du plan des failles normales anté-miocènes qui leur confère un aspect de faille-inverse (faille de Pont-en-Royans).

A l'est de la faille de Presles, on peut distinguer deux entités structurales :

- la première, qui se situe entre cet accident et la faille des Abissets, se caractérise, d'une part, par une structure synclinale compartimentée de failles sub-parallèles de faible rejet et, d'autre part, par un petit graben (dépression de Presles) ;

- la seconde, qui se développe à l'est de la faille des Abissets, correspond à une lourde voûte anticlinale sur laquelle se répartissent les points culminants des Coulmes (Mont Noir : 1435 m ; Serre du Sâtre : 1411 m...). Ce pli d'allure dissymétrique se raccorde à l'est au synclinal de Romeyère-Rencurel.

L'ensemble de ces sous-structures anticlinales et



synclinales présentent un pendage axial tourné vers le sud.

Au nord de l'accident décrochant anté-miocène de Mallevall, de direction ENE-WSW, qui constitue la limite septentrionale du massif des Coulmes s.s., se développe un secteur complexe caractérisé par une double structure anticlinale chevauchante : l'anticlinal "hauterivien" de Mallevall chevauchant, vers le NW, l'anticlinal "barrémien" du Nant.

L'essentiel du domaine étudié se situe entre la faille de Presles et le synclinal médian.

1.1.2. Le contexte lithologique

D'un point de vue litho-stratigraphique, ce domaine se caractérise par l'omniprésence des calcaires du Barrémien-Aptien inférieur. Cette omniprésence révèle une puissante érosion des Coulmes depuis son émergence post-sénonienne. En dehors, du fond de la dépression de Presles et du bas-versant de la retombée orientale, les assises du Crétacé supérieur n'affleurent plus. Cette ablation est en partie anté-miocène étant donné que le Miocène marin du synclinal médian repose en discordance sur le Crétacé supérieur et moyen (*infra* : 2.2.).

La prédominance des effleurements barrémo-bédouliens ne doit pas, pour autant, masquer les variations de faciès et d'épaisseur de ces terrains. Si une part de ces variations est due à l'ablation plus ou moins importante de la voûte anticlinale, l'essentiel trouve son origine dans les conditions de sédimentation de la plate-forme

barrémienne (*supra* : Introduction générale).

D'une manière générale, on relève une moindre épaisseur au nord ; au Fâ, les terrains barrémo-bédouliens n'atteignent pas les 200 m d'épaisseur, alors qu'au niveau de la Bourne, leur épaisseur est supérieure à 400 m (Figure II.23). Cette variation d'épaisseur s'accompagne d'une variation de faciès : au nord, la base bioclastique se réduit à quelques dizaines de mètres tandis que la partie supérieure dans l'Aptien inférieur est souvent absent (érosion anté-sénonienne).

Une autre caractéristique de l'ensemble barrémo-bédoulien des Coulmes est la relative importance des niveaux à Orbitolines. Ceux-ci affleurent largement dans le secteur entre le Fâ et Presles (en bandes sub-parallèles) ainsi que le long d'un axe transverse le Fâ - les Ailes. Ces niveaux à Orbitolines jouent un rôle non négligeable dans l'organisation hydrogéologique et endokarstique des Coulmes (Figure II.22).

1.2. L'organisation hydrogéologique

La quasi-totalité du drainage se réalise *via* le karst. Les quelques écoulements de surface issus des sources calquées sur le niveau supérieur à Orbitolines (sources de Bury, de Pétouze, de Bachasset, de Fauries...) participent également au drainage karstique en se perdant de manière généralement diffuse dans la masse carbonatée. L'écoulement superficiel le plus important est le ruisseau de Presles qui draine le fossé de Presles avant de se perdre dans les assises urgoniennes (*infra* : 2.3.).

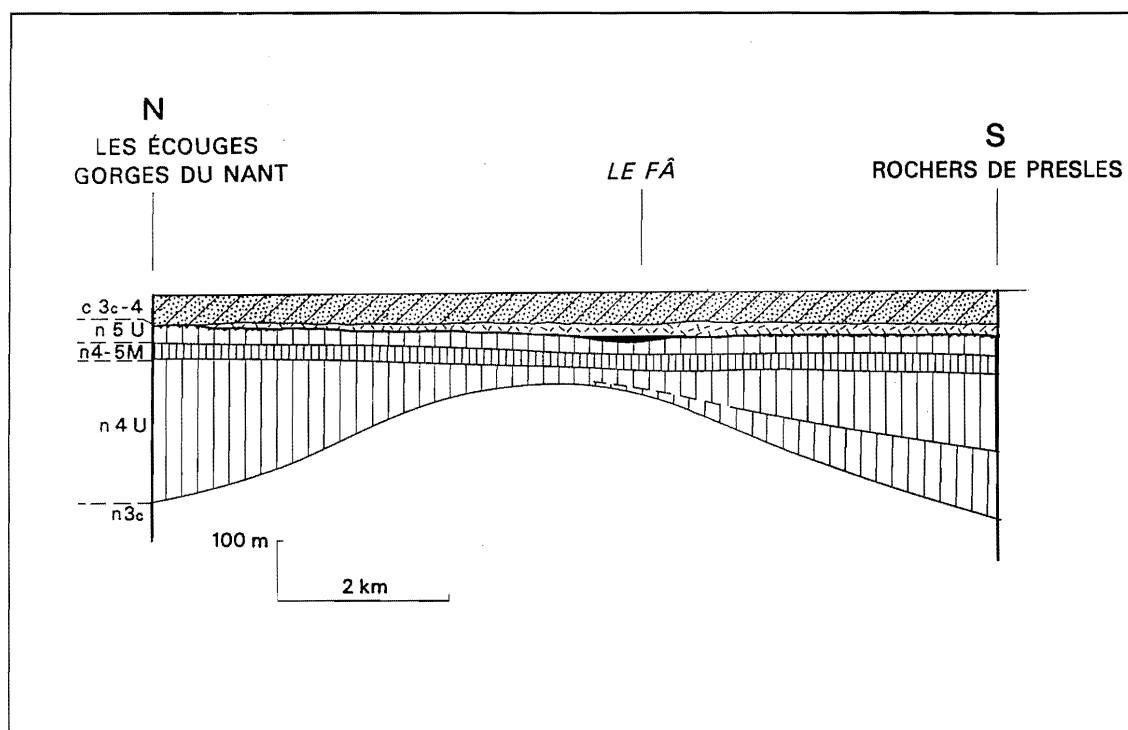


Figure II.23 - Les variations d'épaisseur de l'ensemble barrémo-bédoulien au sein du massif des Coulmes

C 3c-4 : Turonien-Sénonien inférieur ; n 5 U : Calcaires à Rudistes bédouliens ; n 4-5 M : Calcaires bioclastiques et niveaux marneux à Orbitolines ; n 4 U : Calcaires à Rudistes barrémiens ; n 3c : Calcaires marneux et marnes de la couche à Panopées (Hauterivien supérieur). D'après H. Arnaud et al., 1975.

Le drainage karstique des Coulmes se subdivise en 5 unités hydrogéologiques relativement autonomes (Figure II.24) :

- l'unité de Presles-Goule du Pylône ;
- l'unité de Fauries-Jallifier ;
- l'unité de Choranche qui comprend trois sous-unités : celles de Gournier, de Coufin et de Chevaline ;
- l'unité de Bury-Pré Martin ;
- l'unité orientale.

Ces entités compartimentées par les accidents tectoniques subméridiens sont dépendantes, soit du niveau de base lithologique hauterivien (unités de Presles, Fauries et Choranche), soit du niveau de base hydrographique régional qu'est la Bourne (unités de Bury et orientale)

Les caractères hydrogéologiques de ces cinq unités seront présentées dans le but de mieux saisir l'évolution exo et endokarstique des Coulmes. Pour plus de détails hydro-spéléologiques, nous renvoyons le lecteur à l'excellente synthèse réalisée par B. Oyhançabal (1995).

1.2.1. L'unité de Presles-Goule du Pylône

Cette unité correspond au fossé d'effondrement compris entre la faille de Presles et la faille de la Plaine (accident satellite). Ce fossé au fond duquel affleure la lumachelle (Aptien supérieur), est drainé par le ruisseau de Presles. Ce ruisseau se perd au contact des failles bordières par une série de soutirages dont le plus important est le scialet des Trésors (810 m) situé sur l'accident de Presles. La résurgence de ce système à la goule du Pylône (730 m) se trouve 80 m en contrebas, le long du même accident et au contact des marnes hauteriviennes. Sur la base d'observations étalées sur une dizaine d'années, une étroite relation se dégage entre le régime du ruisseau et celui de la résurgence ; lorsque celui-ci se tarit, cette goule en fait de même et lorsque ce cours retrouve son activité hydrologique, cette source temporaire fonctionne à nouveau. Le temps de réponse entre les entrées et sorties de ce petit système est d'environ 1h (B. Oyhançabal, 1995) pour une distance linéaire de 300 m. Cette transmissivité apparemment rapide ne signifie pas pour autant l'existence d'une structure développée, si on se réfère à la mise en charge des pertes lors des hautes eaux. Le fonctionnement en ponor a pour effet d'inonder la partie aval de la dépression de Presles.

A titre d'hypothèse, il est possible que la Goule du Pylône soit un trop plein d'une structure endokarstique dépendante de la Bourne et calquée sur l'accident de Presles et dont l'exutoire serait la source Odier. Cette source se caractérise, par de faibles variations de débit ce qui laisse supposer l'existence d'une zone noyée. Dans le cadre de cette hypothèse, on saisit mieux la mise en charge quasi-instantanée des ponors de Presles et de la

Goule du Pylône qui serait l'expression d'une même cause : les difficultés du drainage endokarstique dans les assises valanginiennes sous-jacentes. En effet, du fait du décrochement de la faille de Presles, les circulations endokarstiques peuvent à ce niveau passer "directement" du Barrémien au Valanginien. En l'absence de traçage, cela reste du domaine de l'hypothèse d'un point de vue géologique.

1.2.2. L'unité de Fauries-Jallifier

Cette unité est, comme la précédente, encadrée par deux accidents subméridiens mais cette fois-ci aux regards divergents : à l'ouest, la faille de la Plaine et à l'est, la faille de Gournier. Ce petit horst est affecté par deux éléments qui vont participer à l'organisation du drainage endokarstique : le basculement du bloc vers l'ouest et l'épaississement des assises barrémobédouliennes vers le sud (Figure II.23). Ce dispositif a pour effet de concentrer le drainage sur la bordure occidentale de ce horst et de guider les écoulements vers le sud : c'est donc naturellement à l'extrémité SW de cette unité que se situe le point d'émergence. Celui-ci se caractérise par un système étagé de sources au fonctionnement plus ou moins pérenne.

La source du Replat (550 m) constitue l'exutoire pérenne. Une cinquantaine de mètres en contre-haut s'ouvre un premier trop plein : la grotte Jallifier (605 m), lui-même dominé par un second trop plein : la grotte du Ruisseau des Gorges (625 m) (Figure II.25). Cet ensemble fonctionnel étagé est lui-même surmonté par la grotte de Balme Rousse (650 m) qui est, elle, exempte, aujourd'hui, de tout écoulement notable.

On retrouvera un étagement similaire (entre structures héritées et fonctionnelles) dans l'unité voisine de Choranche. Ici l'exutoire pérenne se situe au contact Urgonien/Hauterivien (base des marno-calcaires barrémiens et sommet des niveaux argileux à Panopées de l'Hauterivien) ; l'exutoire hérité de Balme Rousse se développe pour sa part dans les calcaires à faciès urgonien. A l'entrée de Balme Rousse, on peut relever deux "porches" superposés (Figure II.26). Au niveau du porche supérieur, s'est maintenue une formation alluviale sablo-graveleuse bien triée, coiffée par un plancher stalagmitique datée de 207 000 B.P. (+ 81 000/- 44700), c'est-à-dire contemporain de l'interglaciaire Riss I- Riss II, ce qui induit un creusement⁽¹⁾ du porche inférieur. On peut rapporter ce "creusement" au Riss II étant donné que la base du porche inférieur correspond à une formation tufeuse éémienne. Ce porche a été ensuite abandonné, puisque sur ce tuf éémien on relève un remplissage de 4 mètres qu'on peut, grâce aux données préhistoriques, rapporter au Würm et au début de l'Holocène (P. Bintz, 1985, 1994).

Ces quelques repères chronologiques permettent donc

(1) Dans l'état actuel des témoins morphologiques, il est difficile de savoir si le dégagement du porche inférieur résulte d'un recreusement dans des formations détritiques alluviales ayant rempli tout ce porche jusqu'au niveau stalagmitique ou d'un surcreusement dans les assises calcaires.

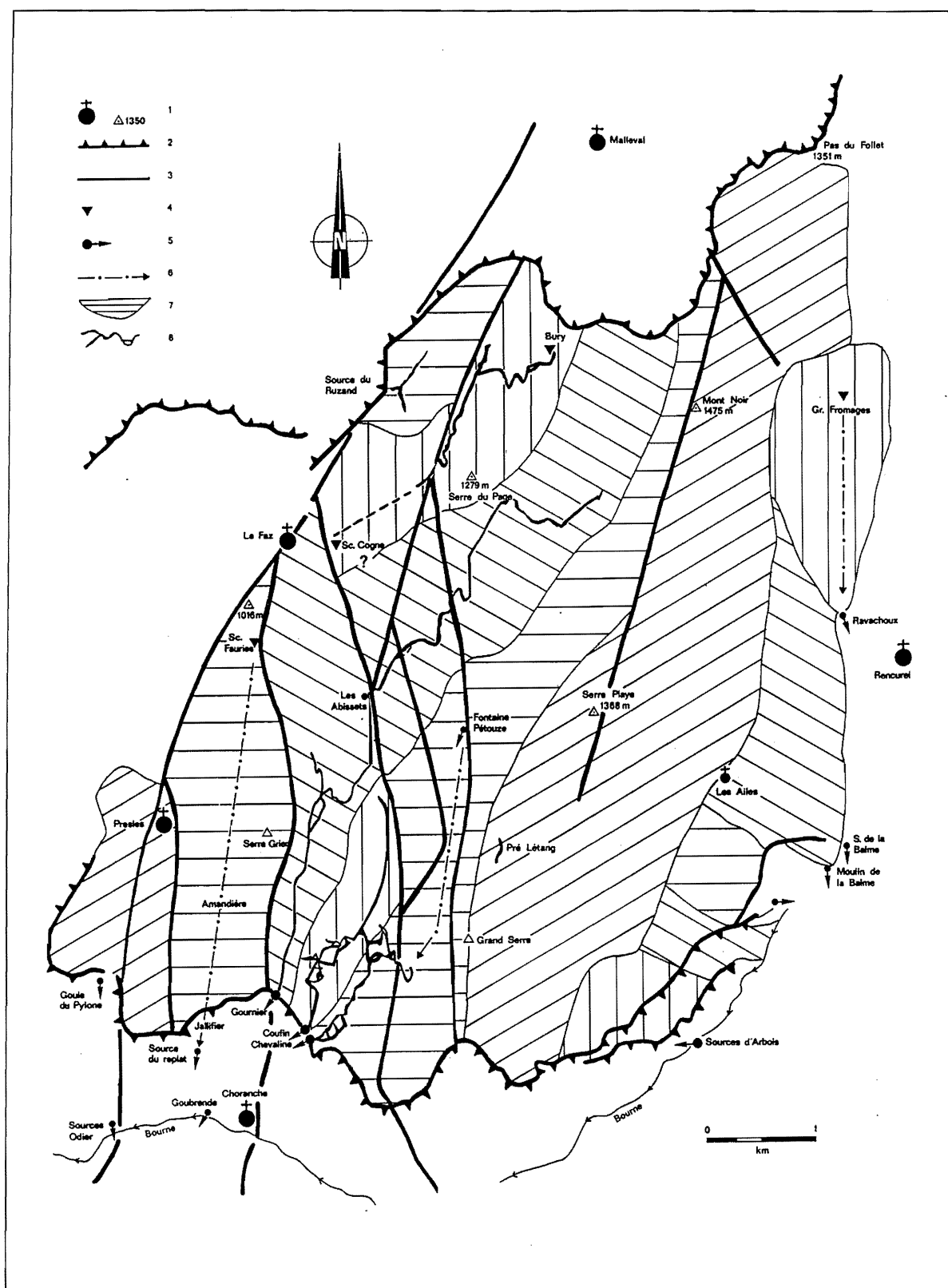


Figure II.24 - Les exutoires karstiques des Coulmes et leur bassin d'alimentation

de mettre en valeur une migration d'une centaine de mètres des exutoires de cette unité. Néanmoins, les mises en charge relevées sur près de 75 m semblent exprimer un déphasage structurel du drainage vis-à-vis de la migration de ces exutoires.

En ce qui concerne l'amont de ce système karstique, la coloration des écoulements se perdant dans le scialet nord des Fauries est ressortie 38 h après à Jallifier, soit un transit assez rapide de l'ordre de 98 m/heure (G.S.V., 1969 in B. Oyhançabal, 1995). Cette unité draine

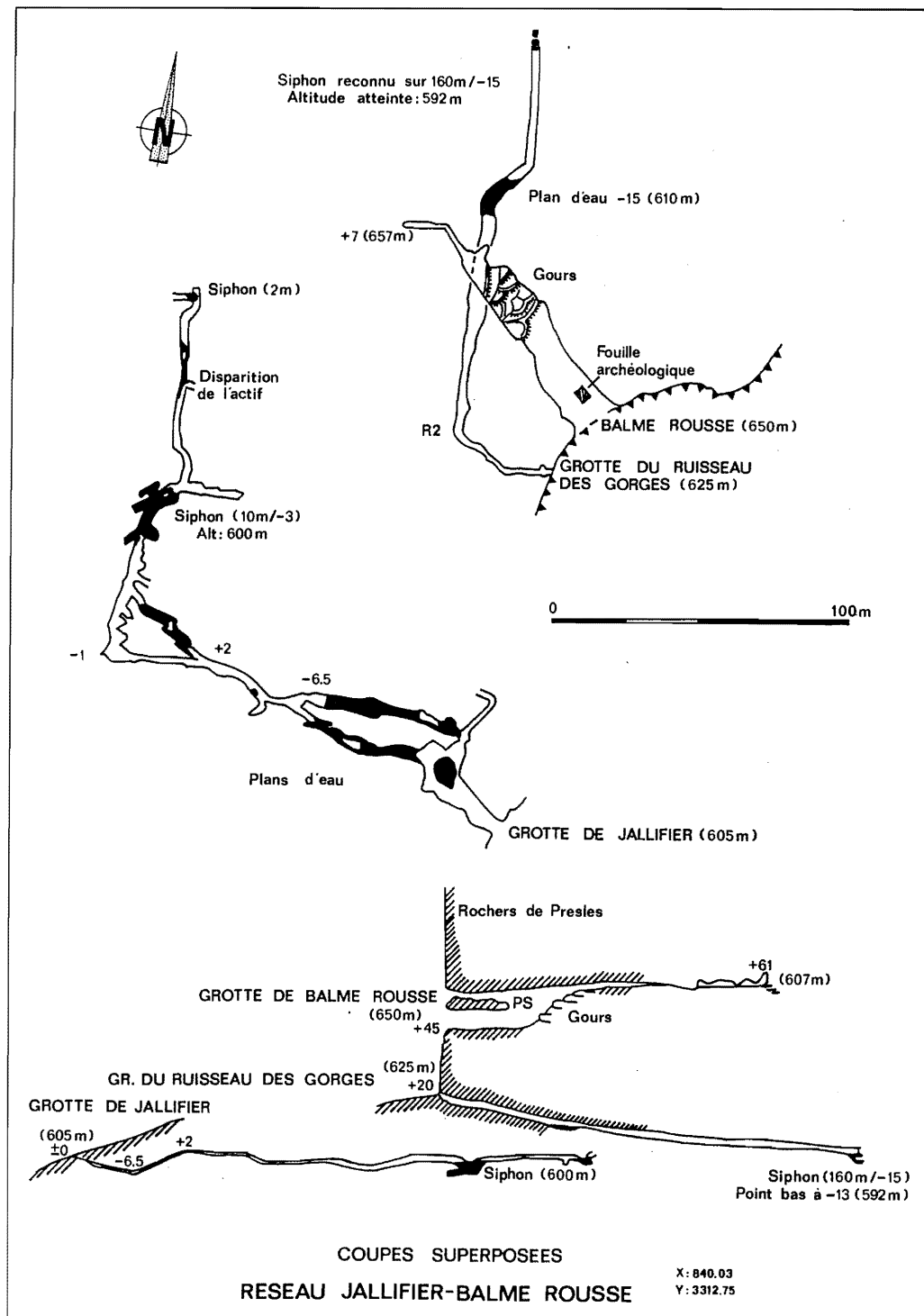


Figure II.25 - L'étagement des exutoires de l'unité karstique Fauries-Jallifier (Cirque de Choranche)
Synthèse d'après B. Oyançabal, 1995.

l'ensemble du replat de l'Amandière dont on reparlera dans l'étude du poljé de Presles.

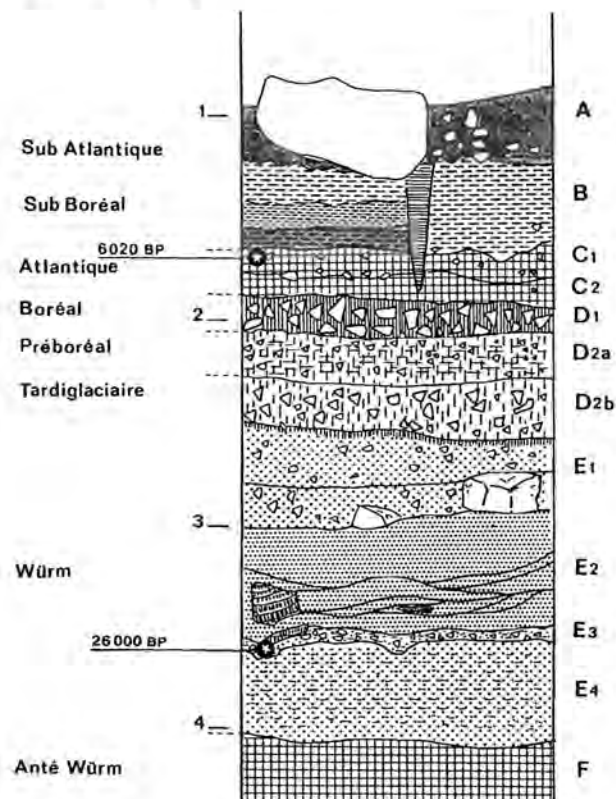
1.2.3. L'unité de Choranche et l'unité de Pré-Martin

Les unités de Choranche et de Pré-Martin drainent la retombée occidentale de l'anticlinal des Coulmes qui est barrée au NW par la faille décrochante de Presles (la

Lunette-le Fâ) et à l'W par la faille de Gournier (le Fâ-Gournier-Choranche-Cornouze). (Figure II.24)

On retrouve une organisation globalement similaire à l'unité précédente : une concentration du drainage vers l'W et un écoulement endokarstique généralisé vers le sud. La différence avec l'unité Fauries-Jallifier est ici l'existence de 4 exutoires. Trois d'entre-eux dépendent du niveau de base hauterivien (Gournier, Coufin, Chevaline)

BALME ROUSSE



A

B

C1

C2

D1

D2a

D2b

E1

E2

E3

E4

F

Neolithique final

Mesolithique récent
Especies meso-hydrophiles
forestieres (malacologie)

Mesolithique ancien

Faune wurmienne
(Ursus Spelaus)
Industria
paleolithique moyen

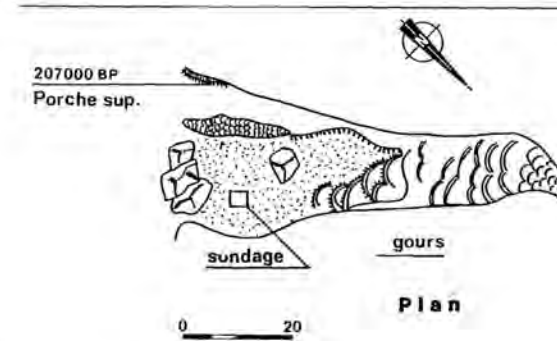
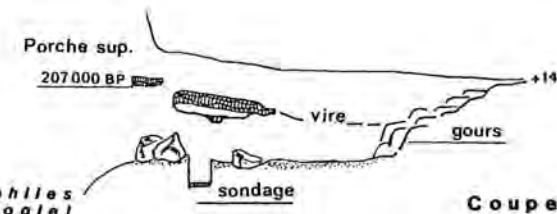


Figure II.26 - Coupe et plan du porche d'entrée de Balme Rousse (Cirque de Choranche). Coupe stratigraphique du sondage archéologique (d'après les fouilles de P. Bintz)

et le quatrième (Pré-Martin) émerge au niveau du Valanginien et du talweg de la Bourne.

1.2.3.1. L'unité de Pré-Martin

La coloration réalisée en 1995⁽¹⁾ a confirmé la relation existante entre la grotte de Bury qui se développe dans les assises barrémo-bédouliennes et les sources de Pré-Martin qui se situent au niveau des assises valanginiennes. Cette relation apparaît de prime-abord étonnante étant donné que les eaux semblent "traverser" le substrat hauterivien. Cette percée hydrogéologique se réalise, en fait, au niveau de la faille décrochante de Presles, vraisemblablement au droit du Fâ (Figures II.22 et II.24). En effet, le terminus actuel de la grotte de Bury (siphon 6 à -560 m, soit 738 m d'altitude) correspond à une zone noyée dont les drains semblent plonger vers l'W conformément à une accentuation du pendage qu'on retrouve au voisinage de l'accident de Presles (F. Poggia, 1984). Compte tenu de l'amincissement du toit hauterivien au niveau du Fâ (érosion anté-barrémienne ; cf. *supra* : Introduction générale), du caractère décrochant de la faille de Presles et du pendage généralisé des deux blocs vers le sud, la base des assises urgoniennes est localement en contact avec les assises valanginiennes. Le drainage de ce système se calque dès lors sur la faille de Presles et émerge au point bas des assises valanginiennes recoupées par la Bourne. Il n'y a donc pas à proprement parler une traversée des assises hauteriviennes.

1.2.3.2. L'unité de Choranche

Nous renvoyons ici à la subdivision proposée par B. Oyançabal (1995), à partir des colorations réalisées sur ce massif et de ses observations (Figure II.24). Nous reviendrons ensuite sur cette subdivision d'intérêt essentiellement spéléologique car nous considérons que d'un point de vue karstique les trois unités de Gournier, de Coufin et de Chevaline appartiennent à un même système hydrogéologique (*infra* : 3.3. L'étude endokarstique). Cette unité, limitée à l'ouest par la faille de Gournier, est dépendante du niveau de base hauterivien et se trouve **aujourd'hui** perchée à plus de 300 mètres au dessus du talweg de la Bourne. Du fait de cette dépendance et de l'inclinaison de ce niveau de base vers l'ouest (retombée de l'anticlinal), les exutoires de Chevaline, de Coufin et de Gournier présentent un léger étagement (respectivement 621, 591, 571 m) et une hiérarchisation hydrologique (fonctionnement temporaire pour Chevaline, et pérenne pour les deux autres, avec un débit plus élevé pour Gournier). Cette hiérarchie sera abordée en détail lors de l'étude endokarstique de ces cavités.

1.2.4. L'unité orientale

Cette unité englobe l'ensemble de la retombée orientale de l'anticlinal des Coulmes. Sa limite occidentale correspond à l'axe de ce pli (pas du Follet-col

du Mont noir-col de Pré Létang). Cette unité se caractérise par l'affleurement de l'ensemble sénonien et de l'ensemble barrémo-bédoulien séparés par le niveau sablo-gréseux de l'Aptien supérieur-Albien.

En fonction des données existantes, il semble que ces deux ensembles aient leur propre autonomie.

Plusieurs exutoires drainent le Crétacé supérieur. Ce sont du nord au sud :

- l'émergence de Ravachoux qui s'ouvre dans le talweg de la Doulouche, draine le secteur situé au nord de la faille des Rimets-Glenats de direction NW-SE. Une coloration (1996) a mis en évidence la relation entre la grotte des Fromages et cet exutoire. Il est intéressant de relever une "remontée" stratigraphique des eaux qui se collectent au niveau de l'Albien (grotte des Fromages) et émergent au toit du Crétacé supérieur. Cette remontée est tout simplement liée à la couverture miocène ;
- l'émergence de la Balme qui draine le secteur compris entre les failles des Rimets au nord et des Antis au sud. On rattache à ce système l'émergence du moulin de la Balme qui présente un régime similaire ;
- au sud de la faille des Antis, le Crétacé supérieur est drainé par toute une série de sources à l'origine de dépôt de tufs. La plus importante d'entre-elles est la source du Ranc qui sourd à la base de l'Albien ; le pendage vers le NNW favorise une organisation des écoulements vers cet exutoire.

Au regard de leurs débits (maximum 10 l/s), ces exutoires ne peuvent drainer les calcaires barrémo-bédouliens sous-jacents qui ne possèdent pas de point d'émergence sur cette retombée des Coulmes. Le seul exutoire important et susceptible de les drainer correspond aux sources d'Arbois (400 m) qui se situent sur la rive opposée de la Bourne ! La connexion entre la retombée orientale des Coulmes et la rive gauche de la Bourne est tout à fait envisageable si on tient compte des conditions existantes.

Au nord de la Balme de Rencurel, le drainage des calcaires urgoniens se réalise en fonction du pendage (vers l'est) et se raccorde à la gouttière synclinale médiane dont l'axe s'abaisse en direction de la Bourne. Tamponnée par les couvertures albo-sénonienne et miocène, cette zone noyée synclinale trouve son exutoire là où cette couverture a été entaillée, c'est-à-dire au niveau de la Bourne. Le fait que les eaux de ce système sourdent en rive gauche est lié à la suprématie d'un autre système endokarstique qui conflue également à ce niveau : le système Arbois-Bournillon (Figure II.10). Quant au drainage des calcaires urgoniens situés au sud de la Balme de Rencurel, il est ramené vers le NNW conformément au pendage de la retombée anticlinale se raccordant au synclinal médian.

Si cette hypothèse tient au regard du dispositif géologique, se pose la question de l'organisation des écoulements karstiques urgoniens lorsque la Bourne n'incisait pas encore la couverture miocène.

⁽¹⁾ Cette coloration a été effectuée par B. Oyançabal, A. Oyançabal et P. Biju-Duval. Elle confirme celle réalisée en 1970 par le groupe Spéleo de la Tronche -Isère- (F.L.T.).

1.2.5. Conclusions

L'organisation hydrogéologique du massif des Coulmes confirme un certain nombre de points énoncés en Introduction Générale :

- le rôle majeur des accidents anté-miocènes dans l'agencement du drainage endokarstique : ici la faille de Presles et la gouttière transverse de la Bourne ;
- c'est grâce à ces accidents que le drainage karstique peut localement se raccorder au niveau de base hydrographique qu'est la Bourne : le système de Bury-Pré Martin, le système oriental barrémo-bédoulien et peut-être le système Presles-Odier (Figures II.22 et II.24). Dès que ces accidents n'ont plus une incidence directe, le drainage reste dépendant du niveau de base lithologique hauterivien ;
- le rôle moteur de la Bourne dans l'agencement endokarstique, notamment vis-à-vis de l'Isère qui jouxte le rebord occidental des Coulmes. Il est vrai que cet agencement est favorisé par des causes litho-structurales, notamment l'épaississement des assises barrémo-bédouliennes vers le sud, c'est-à-dire en direction de la Bourne. Seul le petit système du Ruzand qui se raccorde au bassin d'alimentation du ruisseau des Carmes (St-Pierre-de-Chérennes) échappe à cet agencement généralisé vers la Bourne.

Cette organisation du drainage karstique, très liée au dispositif litho-structural et aux accidents tectoniques anté-miocènes, a évolué en fonction de l'évolution géomorphologique des Coulmes et surtout en fonction de l'incision de la Bourne. Dès lors, il sera intéressant de repenser le pourquoi de cette organisation hydrogéologique à la lueur des faits morphologiques.

2. LE MODELÉ KARSTIQUE ET SES APPORTS MORPHOGÉNIQUES

L'objet de cette partie est de définir les traits essentiels du modelé exokarstique, d'appréhender leur genèse dans le contexte régional et de faire ressortir leurs apports pour la connaissance morphogénique du Vercors.

Trois traits essentiels ont retenu notre attention : la morphologie sommitale à buttes et dépressions, la retombée orientale et la dépression de Presles. Leur étude sera confrontée à celle des gorges aval de la Bourne et du rebord isérois des Coulmes (St-Pierre-de-Chérennes - Mallevall - gorges du Nant).

2.1. Le relief à buttes de la zone sommitale des Coulmes

La région sommitale des Coulmes se caractérise par une juxtaposition de buttes et de dépressions (Figure II.27 et II.28). Si l'alignement des buttes qui composent cette

région, apparaît d'origine structurale, l'essentiel de ce relief résulte du défoncement de cette région sommitale par des dolines qui peuvent atteindre une dénivellation de près de 100 m. Cette évolution semble s'être agencée à partir d'une surface initiale si on se réfère à la remarquable sub-égalité altitudinale du sommet des buttes. Il est intéressant de remarquer que cette sub-égalité vaut aussi bien pour les reliefs sommitaux (Grand Serre, Serre du Sâtre, Serre Picard, Mont Noir...) que pour les reliefs situés sur la retombée occidentale de l'anticlinal des Coulmes (Figure II.22). Par contre ces reliefs sont très atténués, voire absents, sur les autres versants qui se raccordent, soit à la dépression de Presles, soit aux gorges de la Bourne, soit au val de Rencurel. Cette absence n'est pas liée aux mêmes causes. Pour le versant se raccordant à la dépression de Presles, la cause apparaît essentiellement d'ordre lithologique ; le faciès bioclastique et les couches à Orbitolines prédominent et favorisent plus l'agencement de formes d'incision (vallons secs) que d'emboîtement (dolines). Pour le versant se raccordant à la Bourne, la cause est d'ordre géomorphologique ; l'absence est liée au recul des escarpements bordiers des gorges qui recoupent à l'emporte-pièce ces reliefs résiduels. Les "pas" qui permettent de franchir l'escarpement urgonien, correspondent généralement aux paléo-dolines tronquées par le recul du versant. Il est intéressant de souligner ici qu'on retrouve au delà de ces gorges, un relief similaire (à buttes) dans le Bois de l'Allier et la forêt de Lente.

La nette antériorité de ce relief à buttes, vis-à-vis de l'incision de la Bourne, interroge sur les modalités et l'âge de l'agencement de ce modelé particulier. Les éléments de réponse se situent au niveau du modelé lui-même et des rares formations superficielles présentes sur ce secteur.

Deux éléments essentiels composent ce modelé : la subégalité altitudinale des buttes et l'emboîtement des dolines.

La subégalité altitudinale des buttes doit être rapportée à l'agencement d'une surface d'aplanissement karstique initiale (Figure II.28) ; surface qui paraît être bombée parallèlement au dispositif structural (anticlinal dissymétrique). L'agencement d'une telle surface suppose, si on se réfère aux éléments théoriques du Livre I (apports de l'exokarst, *supra*), une dynamique karstique et un contexte géomorphologique totalement différent de l'Actuel : ablation karstique limitée à l'épikarst due à un faible gradient hydraulique. Si cette dynamique karstique s'est réalisée dès les premières phases d'émersion du Vercors, l'aquifère carbonaté présentait vraisemblablement plus un caractère poreux et fissuré qu'ouvert (ouverture liée essentiellement au travail de la dissolution qui suppose une infiltration des eaux donc l'existence d'un gradient hydraulique), soit un contexte favorable aux circulations diphasiques et à une dissolution préférentielle dans la tranche supérieure de l'aquifère karstique.

Quelles que soient les causes à l'origine de cette

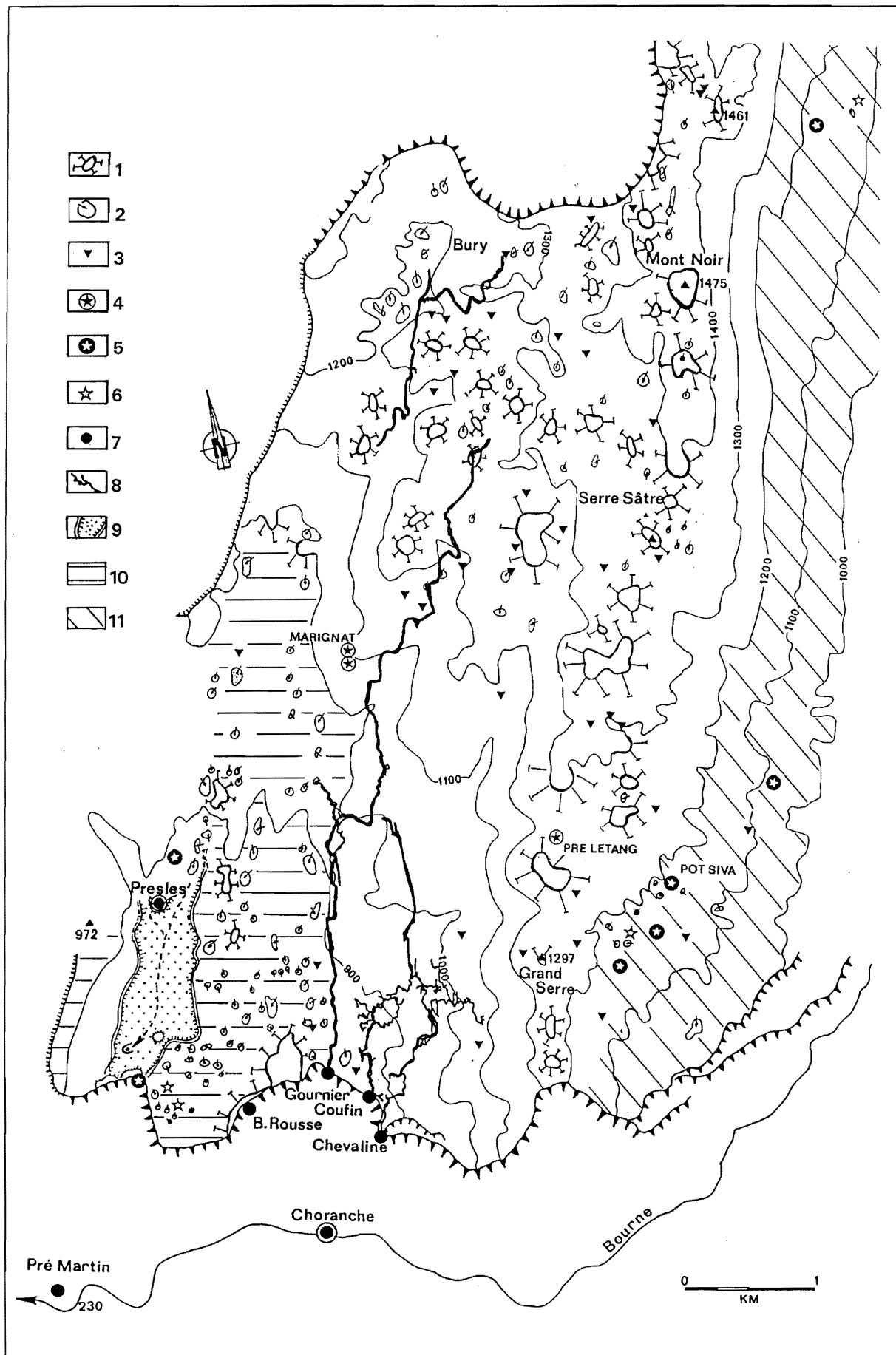


Figure II. 27 - Carte géomorphologique du massif des Coulmes-Presles

1 : Relief à buttes ; 2 : Dépression karstique ; 3 : Gouffre ; 4 : Cavité recoupée ; 5 : Cavité décapitée ; 6 : Poche (ou racine) d'altération ; 7 : Emergence karstique ; 8 : Réseau souterrain ; 9 : Polj   ; 10 : Plans de Presles (paléo-plancher du polj   de Presles) ; 11 : Replat oriental des Coulmes.

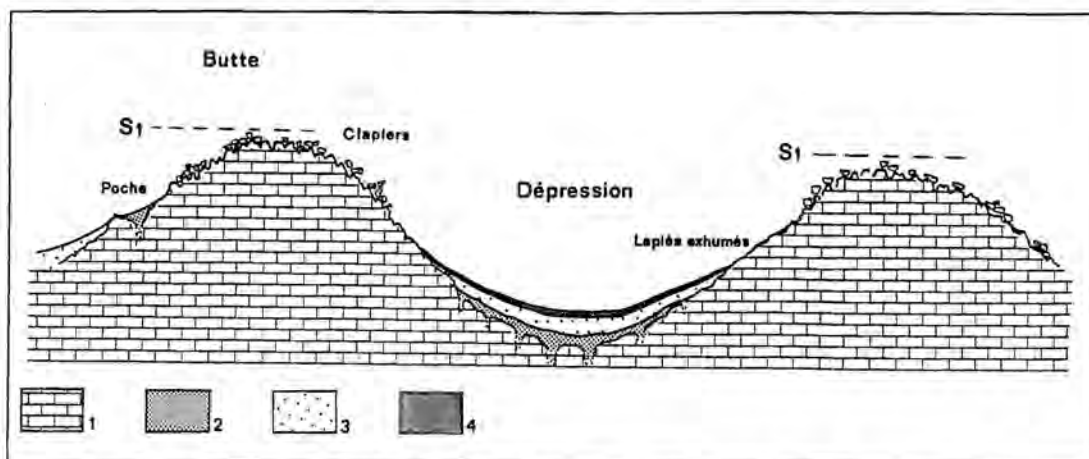


Figure II.28 - Coupe schématique du karst    buttes

1 : Calcaires à facies urgonien ; 2 : Altération argilo-limoneuse ; 3 : Colluvions ; 4 : Couverture pédologique.

surface, celle-ci n'a pu s'agencer en présence de fortes incisions fluviales limitrophes qui auraient entraîné un accroissement du gradient hydraulique et une distribution différente du travail de la dissolution (*supra* : Livre I, II Partie, Chap. 1).

Second élément majeur de ce mod  l  , les dolines répondent à une autre logique. En effet, leur génèse révèle, à la fois, une verticalisation des infiltrations et un travail préférentiel de la dissolution dans la tranche supérieure du karst et centré sur les points faibles du substrat (fractures, joints de strates...). Cette évolution apparemment paradoxale, du moins énoncée de la sorte, est l'expression d'une nouvelle phase de karstification engendrée par un accroissement du gradient hydraulique et caractérisée par une structure d'infiltration encore peu développée. Ce caractère peu développé peut avoir deux origines qui ont pu momentanément se combiner :

- il peut correspondre à la phase initiale de cette karstification ;
- il peut être dû à la restructuration de la zone d'infiltration provoquée par l'approfondissement de la doline et    la boucle de rétroaction suivante : approfondissement de la doline qui entraîne la réadaptation de la zone d'infiltration au creux de la doline ; réadaptation qui se marque par la sup  r  mie des infiltrations lentes ; infiltrations lentes qui privilégient la dissolution superficielle ; dissolution superficielle qui entraîne l'approfondissement de la doline. Cette boucle est d'autant plus active qu'existe une couverture d'altération qui temporise les infiltrations.

Quoi qu'il en soit, l'existence même de ces dolines nous interroge sur les causes de cette "première" phase de verticalisation du karst.

Ces dolines, au fur et à mesure de leur approfondissement, ont pour effet d'isoler des entred  pressions : les buttes. L'approfondissement et la régularisation des buttes ont été particulièrement actifs durant le Pléistocène sous les conditions périglaciaires que connut ce massif, ainsi que ceux de l'Allier et de Lente. Les dolines devaient, en effet, fonctionner en "creux à neige" ; l'accumulation nivale au creux de la doline a eu une incidence endokarstique non négligeable en concentrant depuis la surface les eaux météoriques. Les versants dominant "le creux à neige"   taient soumis pour leur part aux processus cryoclastiques (Figure II.29). C'est tout au moins le scénario que suggèrent les remplissages contenus dans le fond de ces dépressions ; remplissages qui constituent l'essentiel des formations superficielles présentes sur la zone sommitale des Coulmes.

Plusieurs sondages à la tarière dans le fond des dolines donnent la séquence synthétique suivante (Figure II.30). La base correspond à une formation argilo-limoneuse jaunâtre à quartz corrodés et pisolithes ferrugineux. Sur cette formation qui peut atteindre 2 m d'épaisseur, repose un dépôt limoneux brunâtre contenant des niveaux de débris calcaires émoussés et dont la taille croît vers le haut de la séquence. Ce dépôt d'un bon mètre d'épaisseur porte un sol brun humo-calcaique chapeauté d'un horizon noirâtre riche en charbon de bois dont l'épaisseur varie de 20    60 cm.

Quatre éléments composent cette séquence interprétée de la manière suivante :

- l'horizon noirâtre à charbon de bois est contemporain de l'activité charbonnière qui a été particulièrement intense sur les Coulmes au XVIII  -XIX   siècle (en relation avec les forges à canon de St-Gervais/Isère) ;

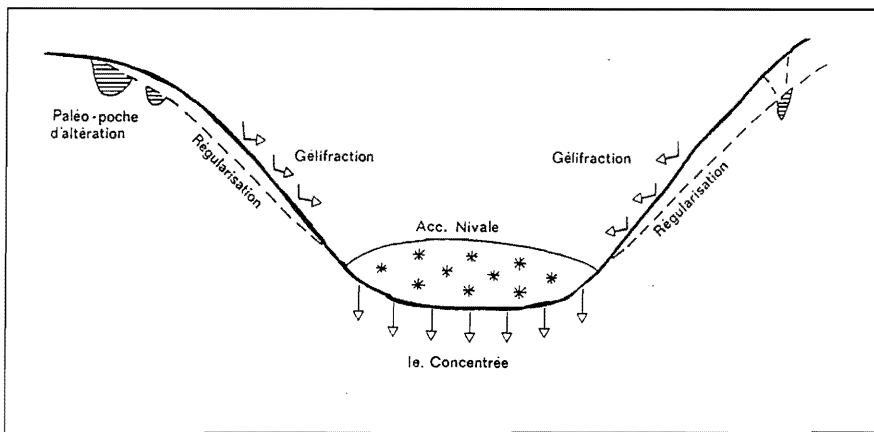
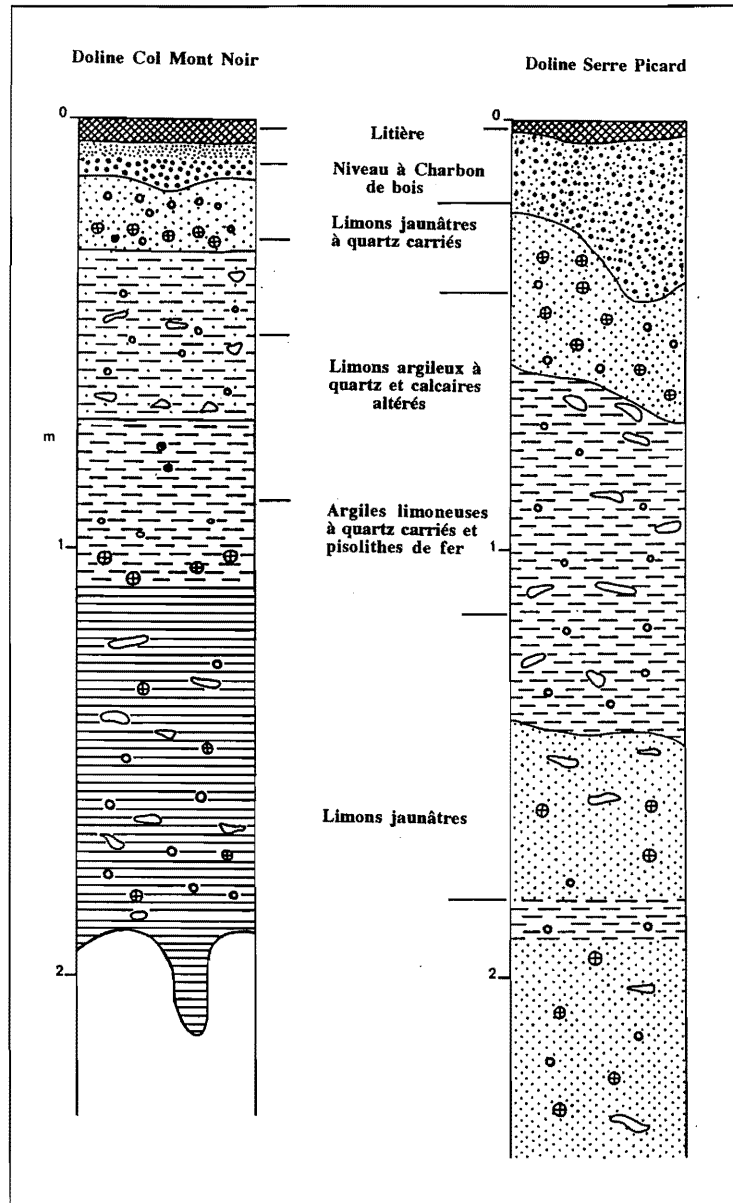


Figure II.29 - Evolution schématique du relief à buttes et dépressions des Coulmes sous les conditions périglaciaires pélistocènes

Figure II.30 - Séquence synthétique du remplissage des dépressions des Coulmes
D'après sondages à la tarière réalisés dans les dolines du Mont Noir et de Serre Picard



- le sol brun humo-calciqne est lié à la pédogénèse *s.l.* holocène (P. Bottner, 1972 ; H. Catineaud-Dréau, 1990). Dans certains sondages, on a relevé un niveau noirâtre dans le 1/3 supérieur. Dans ce cas, on distingue à la base de cet horizon un sol humo-calciqne et au dessus de ce

niveau noirâtre un sol peu évolué ;

- la formation limoneuse brunâtre est vraisemblablement contemporaine du Pléistocène. Les éléments calcaires émoussés évoquent des gélifracts retouchés par la dissolution et la minéralogie des argiles (prédominance

des illites) suggère un contexte pléistocène. On relève également la présence de grains de quartz corrodés et de quelques pisolithes de fer mais en faible quantité, notamment par rapport à la formation sous-jacente ;

- la formation basale se caractérise, outre sa couleur jaunâtre, par la présence de nombreux pisolithes de fer dont certains atteignent 3 à 4 cm de diamètre et surtout par des grains de quartz cariés dont le diamètre maximum relevé est centimétrique. La composition des argiles (kaolinite, vermiculite, montmorillonite et smectite) met en évidence un milieu de forte alération physico-chimique.

On retrouve sur les hauts versants des buttes des poches contenant un matériel identique à la formation basale des dolines. Cette formation est vraisemblablement l'expression d'une ancienne couverture d'altération qui s'est agencée alors que persistaient encore sur le massif des Coulmes les sables gréseux de l'Albien et la lumachelle. En effet la typologie des quartz et le spectre de minéraux lourds de ces terrains géologiques, aujourd'hui absents des Coulmes, témoignent d'une nette parenté entre ces terrains et cette ancienne couverture d'altération. Bien que nous y revenions ultérieurement, la comparaison des spectres pétrographiques et des minéraux lourds de cette ancienne altérite et des dépôts miocènes met en évidence une absence nette de relation entre ces formations. Aussi, la couverture d'altération des Coulmes apparaît s'être essentiellement développée à partir des formations crétacées (insolubles du Crétacé supérieur et moyen).

De l'ensemble de ces informations ressort clairement le caractère polygénique de la morphologie à buttes de la zone sommitale des Coulmes dont les phases essentielles semblent être :

- une surface d'aplanissement karstique initiale en l'absence d'un gradient hydraulique notable et en présence d'une couverture altérant les assises du Crétacé supérieur ; les anté-dolines étant les points d'exportation des carbonates dissous ;

- une accentuation du gradient hydraulique qui entraîne une première phase de verticalisation endokarstique et l'approfondissement des dolines ; cette évolution se réalise toujours sous une couverture d'altération comme en témoignent les racines d'altération sur les hauts versants des buttes se raccordant aux dolines. Cette altération n'a pu se réaliser que dans des conditions bien plus chaudes que celles régnant actuellement et à plus forte raison que les péjorations climatiques pléistocènes. C'est pourquoi, nous rapportons ces deux premières étapes d'agencement du relief à buttes des Coulmes aux conditions environnementales mio-pliocènes (G. Demarcq, 1962). L'étude du rebord oriental des Coulmes et de l'endokarst nous permettra de préciser cette évolution néogène ;

- un décapage de la surface d'altération, une nouvelle

phase (majeure) d'approfondissement des dolines et "une" évolution pédogénique (remaniée) qui seraient à mettre en relation avec "la" péjoration climatique pléistocène et une accentuation du gradient hydraulique (encaissement du réseau hydrographique, cf. *infra*) : accumulation nivale dans le fond des dolines, gélifraction et régularisation des versants des buttes durant les péjorations climatiques et développement d'une couverture pédologique durant les optima.

Ce scénario est corroboré par l'évolution morphogénique du rebord oriental des Coulmes et les informations contenues dans les cavités recoupées.

2.2. Le rebord oriental des Coulmes

Sur le rebord oriental des Coulmes, qui se raccorde au val de Romeyère-Rencurel, existent d'autres témoins morphologiques permettant de compléter le scénario proposé pour la zone sommitale.

Cette retombée se caractérise par un replat qu'on peut suivre du col de Romeyère aux Rimets (Figure II.27 et II.31) ; ce replat situé aux environs de 1200-1100 m qui recoupe les calcaires sénoniens, les grès de l'Albien et les calcaires de faciès urgonien, n'est pas d'origine structurale. Sur ce replat qui s'apparente à un trottoir d'aplanissement karstique, subsistent de nombreux témoins :

- des poches dont le remplissage diffère en fonction du contexte géologique : argiles blanchâtres dans les calcaires urgoniens, argiles jaunes calcitisées et sables calcitiques à Entroques dans les assises du Crétacé supérieur. Ces formes et formations résultent d'une altération *in situ* ;

- une formation argilo-limoneuse jaunâtre contenant de nombreux galets centimétriques à décimétriques siliceux, très corrodés, parfois allégés (désilification) et souvent recouverts par un cortex d'altération ferrugineux. L'étude de ce matériel siliceux met en évidence qu'une part de ce matériel est d'origine "locale" (quartz du Crétacé supérieur) et qu'une autre part est d'origine "allochtone" : la molasse miocène. La présence de microgranite à l'état fantôme et surtout de radiolarites et d'ophiolites ne laisse aucun doute quant à leur origine. On relève que ce matériel miocène altéré se rencontre essentiellement dans le secteur de Romeyère et tend à se raréfier en direction du sud ; ce qui est conforme aux données paléogéographiques miocènes : appauvrissement en matériel allochtone au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la cluse de Voreppe (*supra* : Première Partie) ;

- cette formation d'altération recouvre un lapiés aux formes arrondies affectant tant les assises du Crétacé moyen que du Crétacé supérieur. Au nord du hameau des Prés, des édifices stalagmitiques sont recoupés par ce replat, lapiazés et recouverts par cette formation argilo-limoneuse ; ce qui révèle l'existence d'une karstification antérieure à la réalisation du replat ;

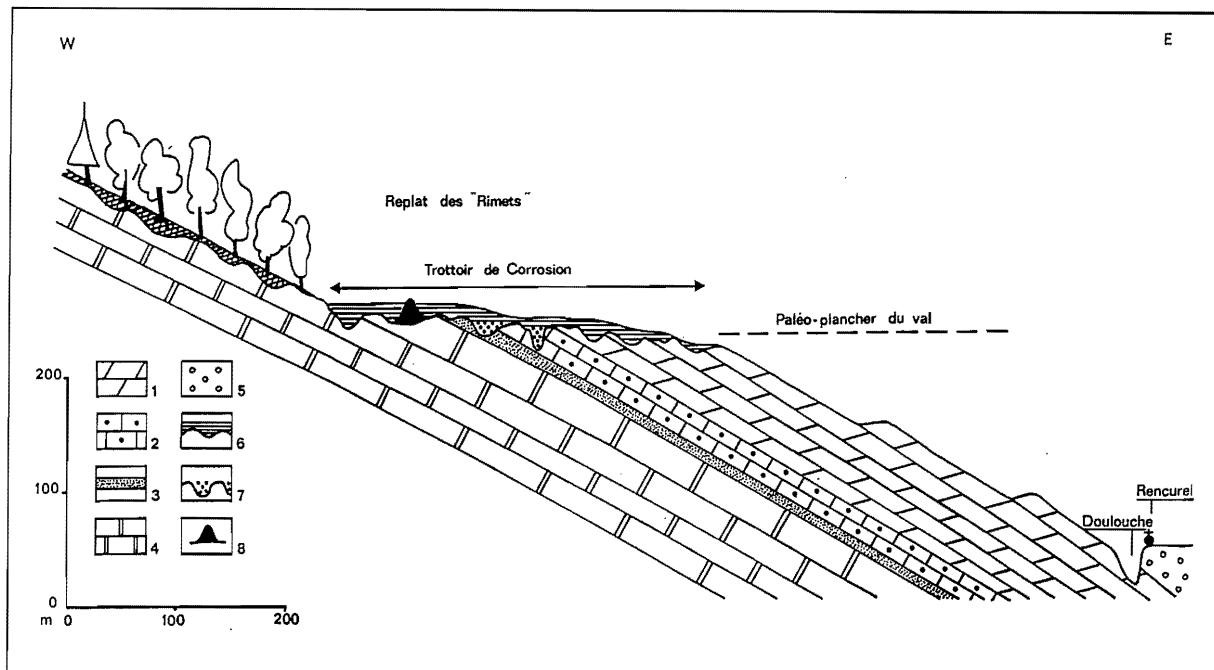


Figure II.31 - Schéma synthétique du rebord oriental des Coulmes

1 : Ensemble carbonaté du Crétacé supérieur ; 2 : Lumachelle ; 3 : Sables gréseux de l'Albien ; 4 : Sommet de l'ensemble barrémo-bédoulien ; 5 : Molasses miocènes ; 6 : Molasses altérées ; 7 : Couverture d'altération piégée dans les poches karstiques ; 8 : Spéléothèmes à l'air libre et fossilisés par la couverture d'altération post-miocène.

- ce replat est accidenté par de nombreuses dolines (Figure II.31) qui se développent préférentiellement au contact des formations gréso-sableuses de l'Aptien supérieur et de l'Albien, ainsi que par des vallons secs se raccordant au talweg de la Doulouche, affluent de la Bourne. On remarque que ce cours d'eau reste relativement perché et dépendant du Miocène jusqu'au niveau du lieu-dit le "Violon" puis se raccorde par un profil très pentu au talweg de la Bourne (Balme de Rencurel) ; il s'encaisse alors dans les assises sénoniennes (épigénie).

L'ensemble de ces observations met en évidence une ancienne phase de karstification responsable de l'élaboration d'une surface d'aplanissement, recoupant à la fois les assises du Crétacé supérieur et moyen ; cette karstification latérale (trottoir de dissolution) apparaît également contemporaine de l'altération du matériel molassique et du substrat carbonaté (racines d'altération). Cette karstification sous-couverture a recoupé localement d'anciennes cavités.

Cette évolution post-miocène, au regard du degré d'altération du matériel molassique, n'a pu se réaliser que dans un contexte climatique de forte corrosion superficielle, donc à priori anté-pléistocène. Étant donné que ce replat est de facture postérieure à la tectogénèse mio-pliocène, cette altération ne peut être rapportée qu'au Pliocène *s.l.* Si on se réfère aux travaux de G. Depape (1922), de J. Masseport (1960) et à la synthèse de G. Demarcq (1984), un contexte climatique chaud et humide favorable à une telle morphogénèse semble avoir

régné durant toute la première moitié du Pliocène.

Quel que soit pour le moment l'âge de cette surface de corrosion, celle-ci s'est assurément agencée avant l'incision de la Doulouche et de la Bourne qui a abaissé le "toit" molassique dans le val de Romeyère-Rencurel (1070-950 m) et a recoupé cette formation pour s'écouler sur le substrat crétacé. Les dolines emboîtées dans cette paléo-surface sont contemporaines de l'incision fluviale qui a perché le replat intermédiaire, tout comme les petits systèmes karstiques qui se raccordent aux talwegs de la Doulouche et de la Bourne (ex du système grotte des Fromages-Ravechoux, cf. *supra* : hydrogéologie).

2.3. Le "plateau" de Presles

Le "plateau" de Presles correspond à la partie occidentale des Coulmes *s.l.* Il se caractérise par une dépression (la plaine de Presles) qui constitue le point bas de ce massif (850-820 m) et par un vaste replat (Amandière-Grier) qui se développe entre la dépression de Presles et la retombée occidentale de l'anticlinal des Coulmes ; ce replat qui s'agence entre 950-900 m, est accidenté par de nombreuses dolines (Figure II.27).

La dépression de Presles s'apparente à un poljé dans le sens où elle est totalement fermée et parcourue par un cours d'eau temporaire se perdant dans une série de ponors (dont le scialet des Trésors) et se mettant en charge lors des hautes eaux en entraînant l'inondation temporaire de la dépression. Ce poljé (un peu plus d'1 km de longueur) doit sa localisation au dispositif structural : il se



Photo 5 - Le rebord méridional du massif des Coulmes (Vercors). Ce rebord domine le tronçon aval des gorges de la Bourne. Ce cours d'eau recoupe en cluse l'anticlinal des Coulmes. Sur la retombée occidentale de cet anticlinal (sur la gauche), se développe le cirque de Choranche où s'ouvrent les grottes de Balme Étranger-Jallifiers, Gournier, Coufin, Chevaline et Balme Étrange. L'ensemble de ces cavités se développent au pied des calcaires urgoniens (corniche sommitale) et au contact des assises marneuses hauteriviennes (versants régularisés) (cf. Figures II.22 et 27). Photo J.J. Delannoy

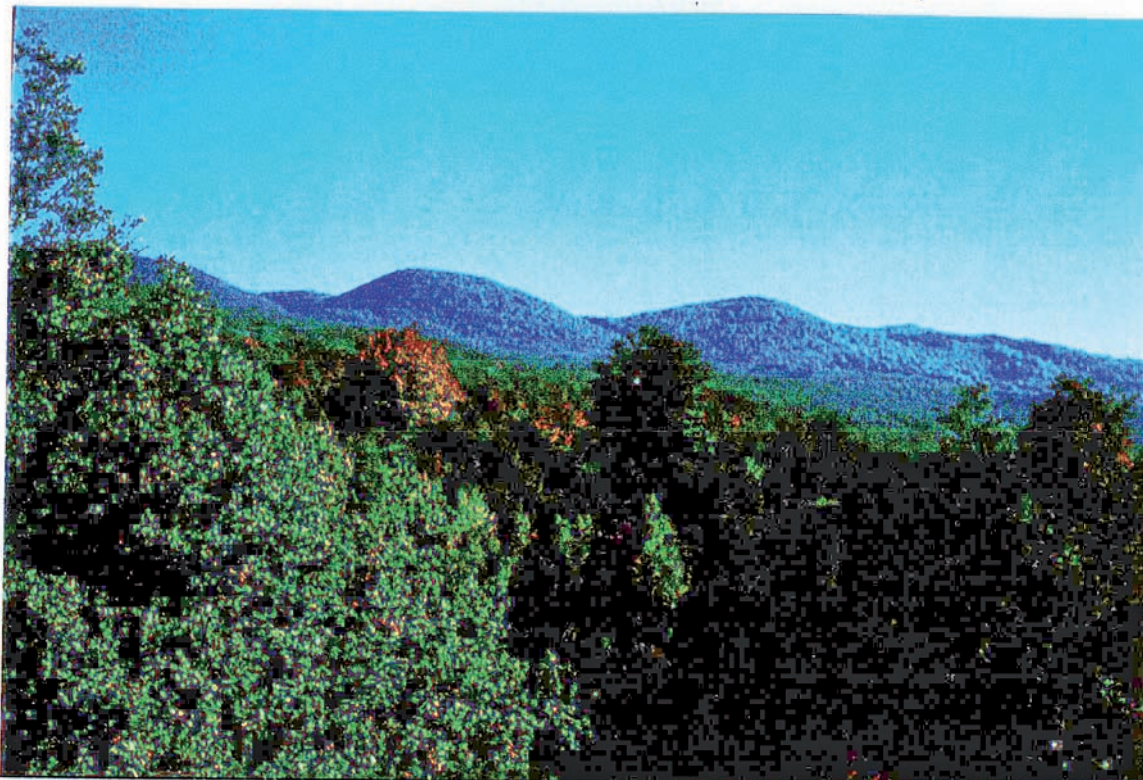


Photo 6 - Le relief à buttes du massif des Coulmes. Vue prise depuis la dépression de Presles. Au second plan, on remarque un niveau-plan ; ce niveau correspond à un ancien plancher karstique du "poljé de Presles". Le relief sommital à buttes s'est agencé initialement dans un contexte de faible énergie et sous des conditions climatiques néogènes chaudes et humides. Porté en hauteur, ce relief a postérieurement évolué sous des conditions périglaciaires (Pléistocène) : régularisation des versants et approfondissement des dolines où s'accumule la neige (cf. Figures II.27, 28 et 29). Photo J.J. Delannoy



Photo 7 - Le val de Romeyère-Rencurel et le rebord oriental du massif des Coulmes (sur la droite de la photo). Ce rebord se caractérise par un replat d'aplanissement (prairies) lié au fonctionnement initial du val médian en poljé. On devine dans la partie médiane de la photo, le recoupement transversal de la Bourne qui s'écoule d'est en ouest (de gauche à droite). Cette incision de la Bourne est postérieure au fonctionnement en poljé de ce val (cf. Figure II.31). *Photo J.J. Delannoy*



Photo 8 - Les terrasses étagées rissienne et würmienne déposées par la Bourne (à gauche) et la Vernaïson (à droite) à leur débouché dans la dépression du Royans. Ce rebord occidental du Vercors correspond à la retombée de l'anticlinorium des Coulmes-Allier-Lente (cf. Figure II.32).

Photo J.J. Delannoy

développe dans un fossé d'effondrement compris entre l'accident décrochant de Presles et une de ses failles satellites (la faille de la Plaine-les Touches), au cœur duquel persiste la lumachelle. Ce poljé s'est étendu latéralement au-delà de ces failles bordières puisque son plancher recoupe les calcaires barrémo-bédouliens ; c'est d'ailleurs à ce niveau que se localisent les ponors et les hums qui accidentent le fond plat de la dépression (hums de la Plaine, de Terrot, de Jéline...). Le sommet de ces hums qui se développent de part et d'autre du graben, présente une relative sub-égalité altitudinale qui suggère l'existence d'un ancien plancher du poljé ; dans cette hypothèse, il y aurait emboîtement de deux niveaux.

Ce poljé est encadré à l'ouest par l'anticlinal de Serre Cocu dont le faite est recoupé par la surface sommitale des Coulmes (S1) et à l'est par le replat de l'Amandière-Grier.

Le replat de l'Amandière-Grier présente de nombreuses similitudes avec la zone sommitale des Coulmes : une surface démantelée par de nombreuses dolines, qui isolent de lourds mamelons présentant eux-mêmes une nette sub-égalité altitudinale. Il est intéressant de noter, qu'en dehors de la frange proche des gorges de la Bourne où les soutirages sont importants, le fond des dolines de ce replat sont approximativement tous à la même altitude qui correspond globalement à celle du sommet des hums du poljé de Presles.

Ce replat intermédiaire, entre le poljé et la région sommitale des Coulmes, s'apparente à une surface d'aplanissement karstique recoupant les différents faciès des assises barrémo-bédouliennes, présentant un pendage d'ensemble vers l'ouest. Étant donné le contexte, il est tentant de rapporter cette surface au plancher d'un paléo-poljé, dont l'extension devait correspondre à la structure synclinale comprise entre l'accident de Presles et la faille des Abissets-barrage de Choranche et dans laquelle la couverture crétacée supérieure avait pu partiellement se conserver à l'image du poljé s.s. de Presles. D'ailleurs, au niveau de ce replat et surtout des dépôts contenus dans les dolines, on relève une fraction importante de grains de quartz qui ont participé à l'acidification des sols (présence de Bruyères). Ces quartz proviennent essentiellement de l'Aptien supérieur et de l'Albien. Contrairement à ce que nous avons observé sur le rebord oriental des Coulmes, il n'y a pas ici d'éléments pétrographiques provenant du Miocène.

Si cette surface est un ancien niveau de corrosion karstique du poljé (karstique), celui-ci est assurément antérieur à l'incision de la Bourne sur laquelle débouche ce replat. Ce replat a été défoncé par des dolines vraisemblablement provoquées par l'emboîtement du poljé "actuel" au niveau du graben, au moins jusqu'au niveau de son ancien plancher (sommet des hums), étant donné la similitude altitudinale entre ces hums et le fond des dolines. Dans ce cas, on peut se demander pourquoi l'enfoncement du poljé à son niveau actuel ne s'est pas

accompagné d'un nouvel approfondissement des dolines du replat de l'Amandière-Grier. La raison est vraisemblablement d'ordre géologique : le poljé de Presles s'emboîte dans les assises sablo-gréseuses albo-aptiennes aisément affouillables alors que les dolines du replat se développent dans les calcaires barrémo-bédouliens. A cette cause structurale, s'ajouterait une différence de dynamique karstique. Dans le cas du replat de l'Amandière-Grier, le développement du gradient hydraulique (enfoncement de la Bourne) favorise la mise en place d'une structure de drainage endokarstique efficace (système hydrogéologique Fauries-Jallifier), donc une distribution différente du travail de la dissolution et une impression d'immunité exokarstique. Par contre, dans le cas du poljé de Presles, on avait relevé l'existence d'un faible gradient hydraulique (goule du Pylône -80 m) et une structure endokarstique incapable d'évacuer la totalité des eaux lors des crues du ruisseau de Presles (*supra* : 1.2.).

Cet aspect fonctionnel du poljé de Presles à quelques centaines de mètres de la profonde entaille de la Bourne (600 m) pose problème. En l'absence de contraintes géologiques, il est impensable qu'un tel fonctionnement puisse se maintenir en présence d'un tel gradient hydraulique potentiel. La seule contrainte géologique envisageable correspond aux marnes de la couche supérieure à Orbitolines qui atteignent plusieurs mètres d'épaisseur dans la région du Fâ-Presles. Ce niveau de base local expliquerait alors le "déversement" des eaux souterraines vers le compartiment occidental (à l'ouest de la faille de Presles) qui offre un gradient hydraulique légèrement plus grand : 80 m jusqu'au niveau de la Goule du Pylône.

Si ce contexte litho-structural a pu également favoriser l'agencement de l'ancien plancher (hums) du poljé s.s. de Presles, il faut trouver une autre cause pour le replat intermédiaire étant donné qu'il se développe dans les assises barrémiennes.

Restent donc encore posés les problèmes de l'agencement du replat, l'emboîtement des dolines et du poljé de Presles, ainsi que le calage chronologique de ces événements morphogéniques. Les paléo-structures endokarstiques contiennent des informations permettant de répondre partiellement à ces interrogations.

2.4. Les gorges aval de la Bourne

Les différentes phases de karstification mises en évidence à partir de l'étude du modelé des Coulmes apparaissent toutes antérieures à l'encaissement de la Bourne étant donné qu'elles répondent toutes à une dynamique initiale excluant la présence d'un fort gradient hydraulique (donc d'une Bourne encaissée), voire l'existence d'une Bourne : la surface sommitale, le replat d'aplanissement de la retombée orientale comme du "paléo-poljé" de Presles. Par contre, l'emboîtement des dolines, la mise en place de structure de drainage

profonde, l'immunité apparente du modelé exokarstique sont l'expression d'une dynamique dépendante d'un accroissement du gradient hydraulique entraîné par l'enfoncement de la Bourne. C'est pourquoi, dans un cas comme dans l'autre, il est important de saisir l'évolution de ce cours d'eau.

En dehors des indices spéléogéniques (*infra* : systèmes de Goule Noire et de Pré-Martin), il faut admettre que les indices géomorphologiques permettant d'appréhender cette évolution sont peu nombreux, tout au moins, au niveau des gorges tant amont qu'aval. Ce qui est a priori normal étant donné la forte pente longitudinale de ce cours d'eau. L'essentiel des formations alluviales de la Bourne se situe au niveau de son débouché dans le Royans ; on trouve également quelques lambeaux de terrasses au coeur de la cluse (entre Choranche -240 m- et Pont Rouillard -230 m ; le talweg actuel de la Bourne est respectivement à 220 et 210 m). Environ 80 m au dessus de ce niveau alluvial résiduel, se développe un replat (Lambertière -340 m) sur lequel repose du matériel alluvial altéré. Si on prend en compte leur distribution altitudinale et leur état d'altération, on peut rapporter ces niveaux alluviaux au Würm (sans plus de précision) pour la "terrasse" de Pré-Martin et au Riss I pour le niveau de Lambertière, par comparaison aux terrasses de la Bourne dans le Royans (Figure II.32, II.33 et II.34).

Ce sont les seuls repères chronologiques dont nous disposons et ils ne concernent que le Pléistocène récent et

l'incision basale des gorges de la Bourne. On ne peut aller plus loin dans cette approximation étant donné que les niveaux alluviaux anté-Mindel récent ne sont plus présents dans le Royans. Bien qu'on ne puisse évaluer la part respective de la Bourne et des autres organismes vercuens (Vernaison, Cholet, Lyonne), on sait cependant que le système hydrographique de la Bourne évacuait d'importantes quantités de matériel détritique qu'on retrouve dans les terrasses du Mindel ancien et du Günz de la "basse-Isère"(1).

Reste donc encore posé pour le moment l'âge du début de l'incision de la Bourne qui a modifié une dynamique karstique où prévalaient les aplanissements karstiques, de type surface ou de type poljé.

2.5. La retombée iséroise des Coulmes s.l.

La retombée nord-orientale des Coulmes, de St Gervais à Pont-en-Royans, qui se raccorde aujourd'hui à l'Isère, présente une diversité morphologique notamment par rapport à ce qu'on peut trouver plus au nord et à l'est. Une diversité similaire existe sur le rebord occidental des Monts du Matin et sur la retombée drômoise du Vercors sud.

Les éléments les plus caractéristiques de la retombée iséroise des Coulmes sont les suivants (Figure II.35 et II.36) :

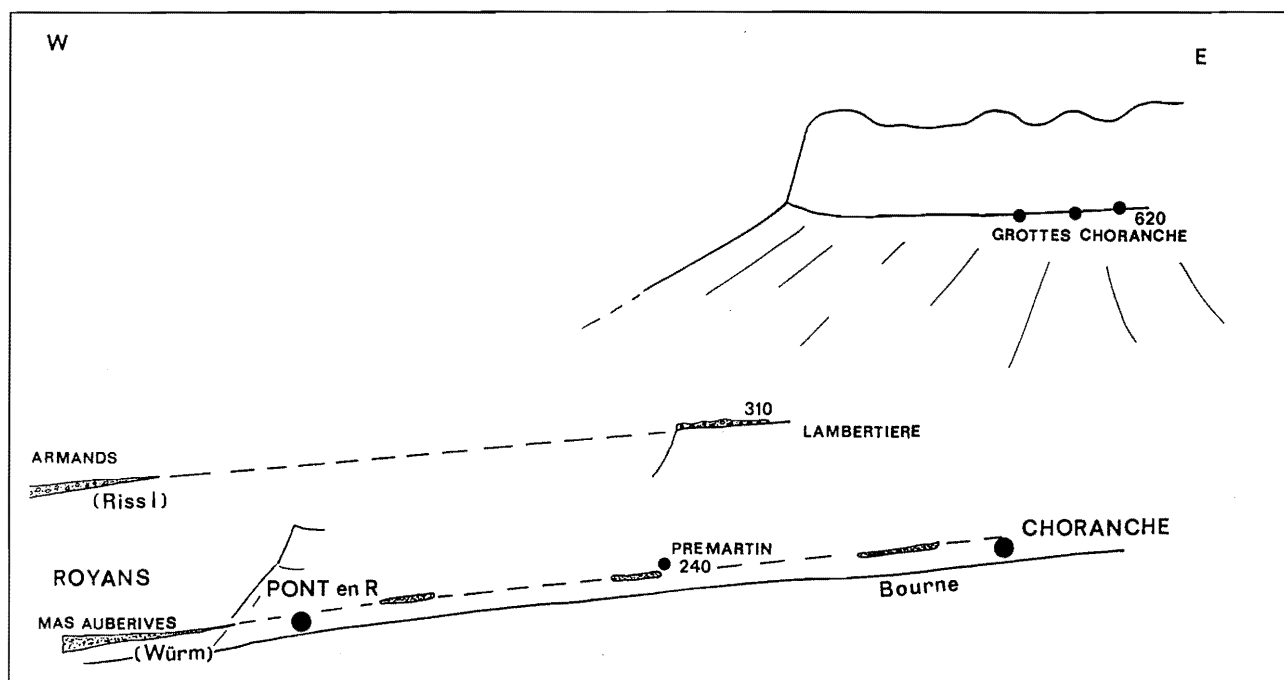
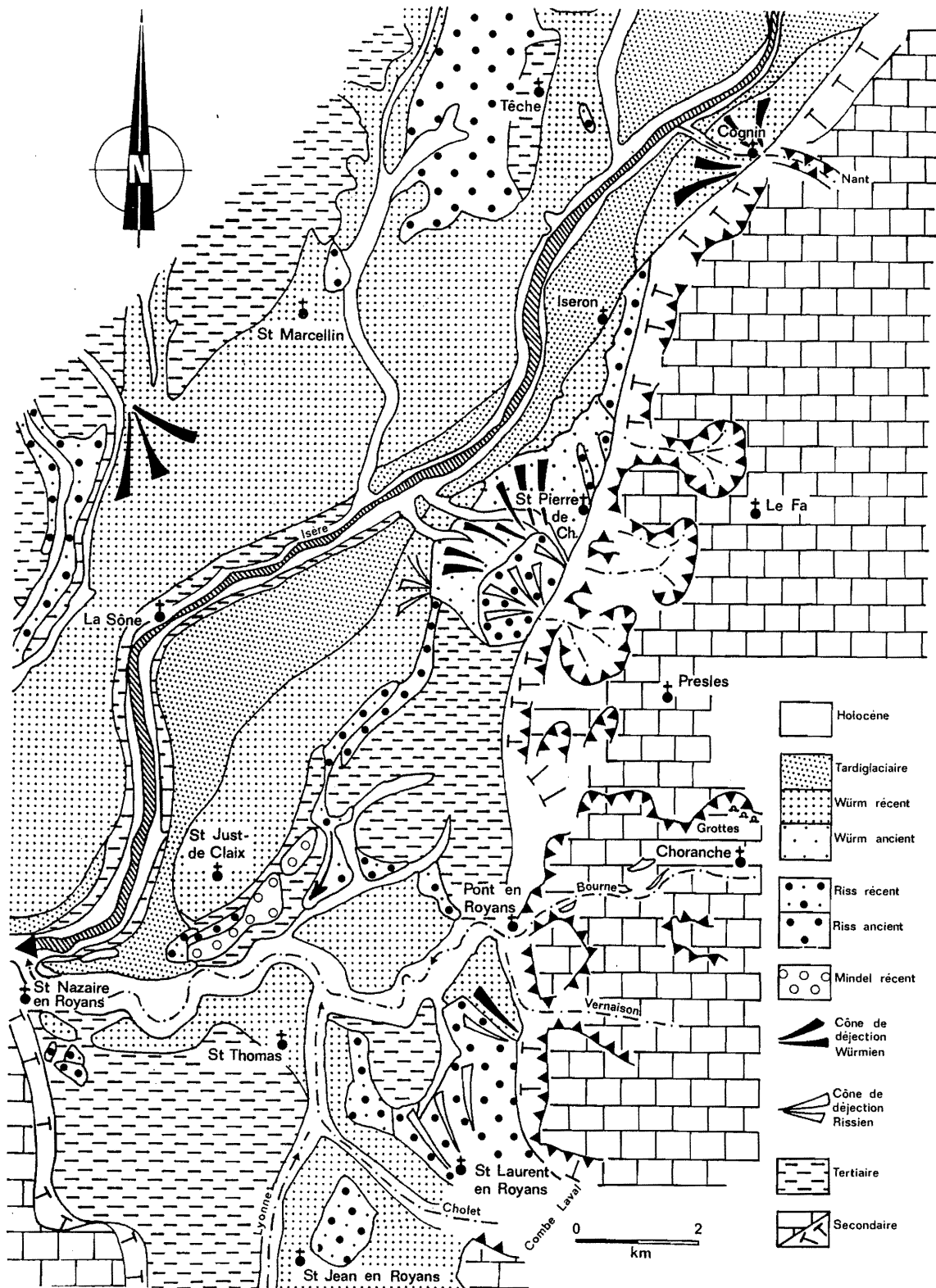


Figure II.32 - Distribution des quelques terrasses alluviales pléistocènes dans les gorges-aval de la Bourne

Figure II.33 - Les terrasses alluviales de la Bourne et de l'Isère dans le Royans et la région de St Marcellin-St Nazaire en Royans

D'après P. Mandier, 1988

(1) La "basse-Isère" anté-rissienne correspond en fait à la paléo-Bourne alors affluent direct du Rhône (cf. *supra* : Première Partie).



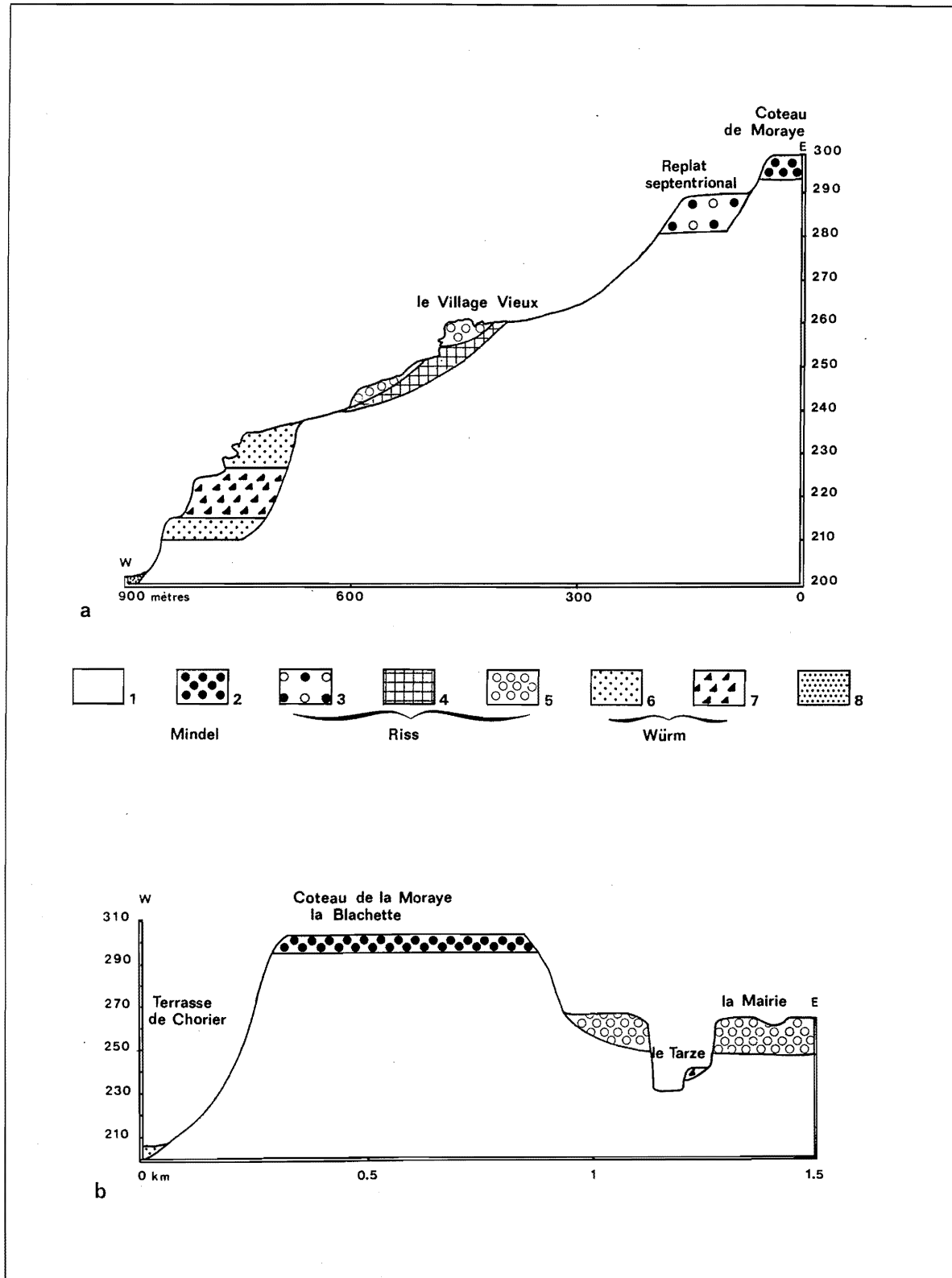


Figure II.34 - Coupes des systèmes de terrasses pléistocènes dans le Royans

1 : Substrat miocène ; 2 : Cailloutis calcaires fluviaux (Mindel récent) ; 3 : Cailloutis calcaires et cristallins fluvio-glaciaires (Riss ancien) ; 4 : Tuf ; 5 : Cailloutis fluvio-glaciaire isérois cimentés (Riss récent) ; 6 : Cailloutis fluvio-glaciaire isérois ; 7 : matériel périglaciaire (Bourne) (Würm ancien) ; 8 : Terrasse de retrait (Würm récent).
D'après P. Mandier, 1988.

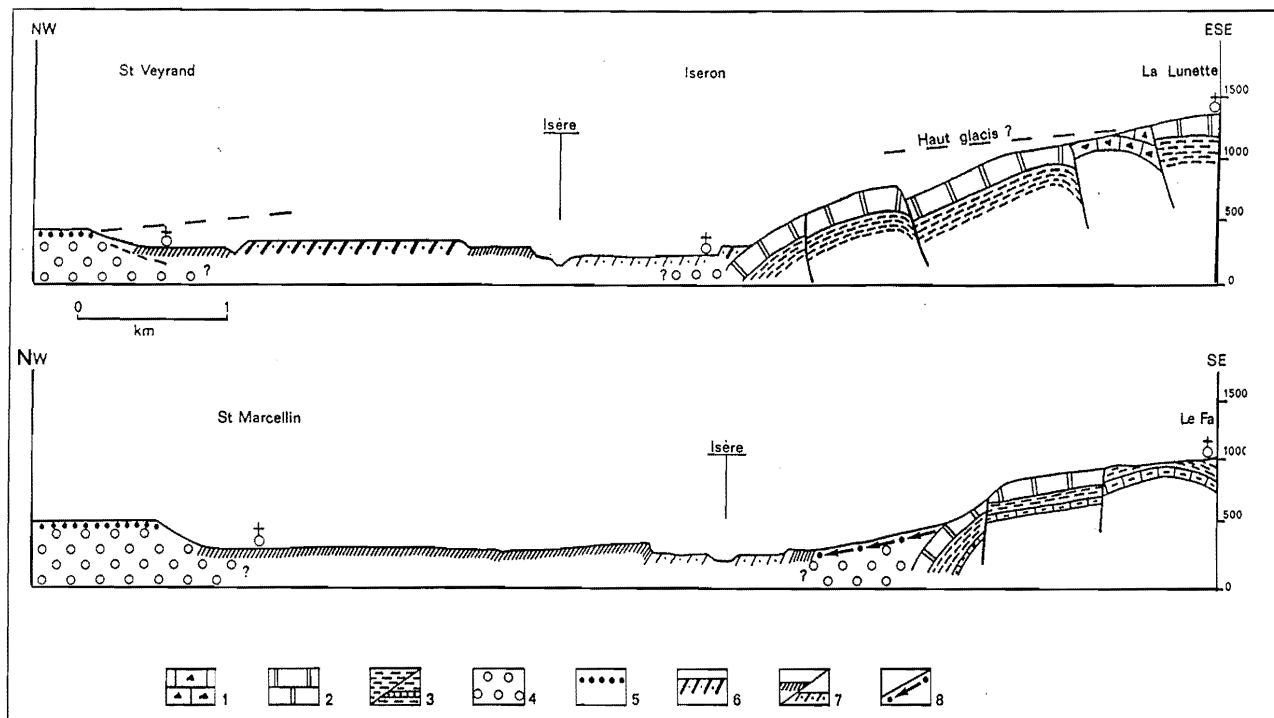


Figure II.35 - Coupes sériees du piémont nord-occidental des Coulmes

1 : Calcaires du Crétacé supérieur ; 2 : Ensemble barrémo-bédoulien ; 3 : Marno-calcaires hauteriviens ; 4 : Molasse miocène ; 5 : Altération en place du Miocène (résidus siliceux, cristallins altérés, rubéfaction de la matrice argileuse) ; 6 : Terrasse rapportée au Riss ancien ; 7a : Terrasse du maxi-Würm ; 7b : Terrasse du Würm récent ; 8 : Cônes de déjection rissiens.

un haut glacis d'ablation perché entre 1300 et 900 m, particulièrement visible dans les secteurs du Fâ et du Pas de Pré Bonnet. Ce glacis, d'une pente maxima de 8 %, recoupe clairement les assises barrémo-bédouliennes et hauteriviennes, disposées en structure anticlinale chevauchée et chevauchante. On relève des poches d'altération contenant une formation argilo-limoneuse jaunâtre riche en quartz ;

- de profondes dépressions dégagées dans les assises hauteriviennes ont pour effet de percher ce glacis. Ce perchement apparaît d'autant plus généralisé que ces dépressions se développent dans l'axe des affleurements hauteriviens, soit parallèlement aux assises carbonatées barrémiennes ou valanginiennes où s'est maintenue la topographie en glacis. La dépression la plus importante est celle de Malleval qui s'est dégagée dans une structure anticlinale ; à moindre échelle et dans un contexte géologique analogue se développent les dépressions servant de bassin de réception aux ruisseaux des Carnes et du Ruzand (St Pierre de Chérennes, Iseron) ;

- de puissantes entailles fluviales recoupant en gorges l'ultime rebord urgonien caractérisé généralement par une puissante flexure et localement par une structure anticlinale chevauchante (gorges du Nant). Ces gorges qui se raccordent à la vallée de l'Isère, se caractérisent par de nombreuses ruptures de pente et un profil longitudinal pentu (20 % pour le Nant, 20 à 35 % pour les ruisseaux des Carnes, Chaussère, Ruzand). Ces profils présentent

une forte déclivité par rapport à ceux qui se raccordent au Royans et/ou à la plaine de Valence (maximum de 10 %) dans un contexte litho-structural similaire ;

- de puissants cônes de déjection emboîtés s'agencent au débouché de ces "gorges" dans la vallée de l'Isère. Le plus caractéristique est le cône coalescent des ruisseaux des Carnes et de Chaussère en contrebas de St-Pierre-de-Chérennes (Figure II.36). On peut, a priori s'étonner de la faible puissance du cône de déjection au débouché des gorges du Nant.

Ces divers éléments d'observation révèlent assez bien les différentes phases morphogéniques qu'a connues ce piémont particulier, puisqu'il se raccorde à un tronçon de la vallée de l'Isère qui ne s'est mis en place qu'au "Mindel-Riss". Auparavant, l'Isère empruntait la dépression de la Bièvre Valloire et ce qui constitue, "aujourd'hui", la basse vallée de l'Isère était parcouru par la Bourne, paléo-affluent du Rhône (cf. *supra* : Introduction Générale).

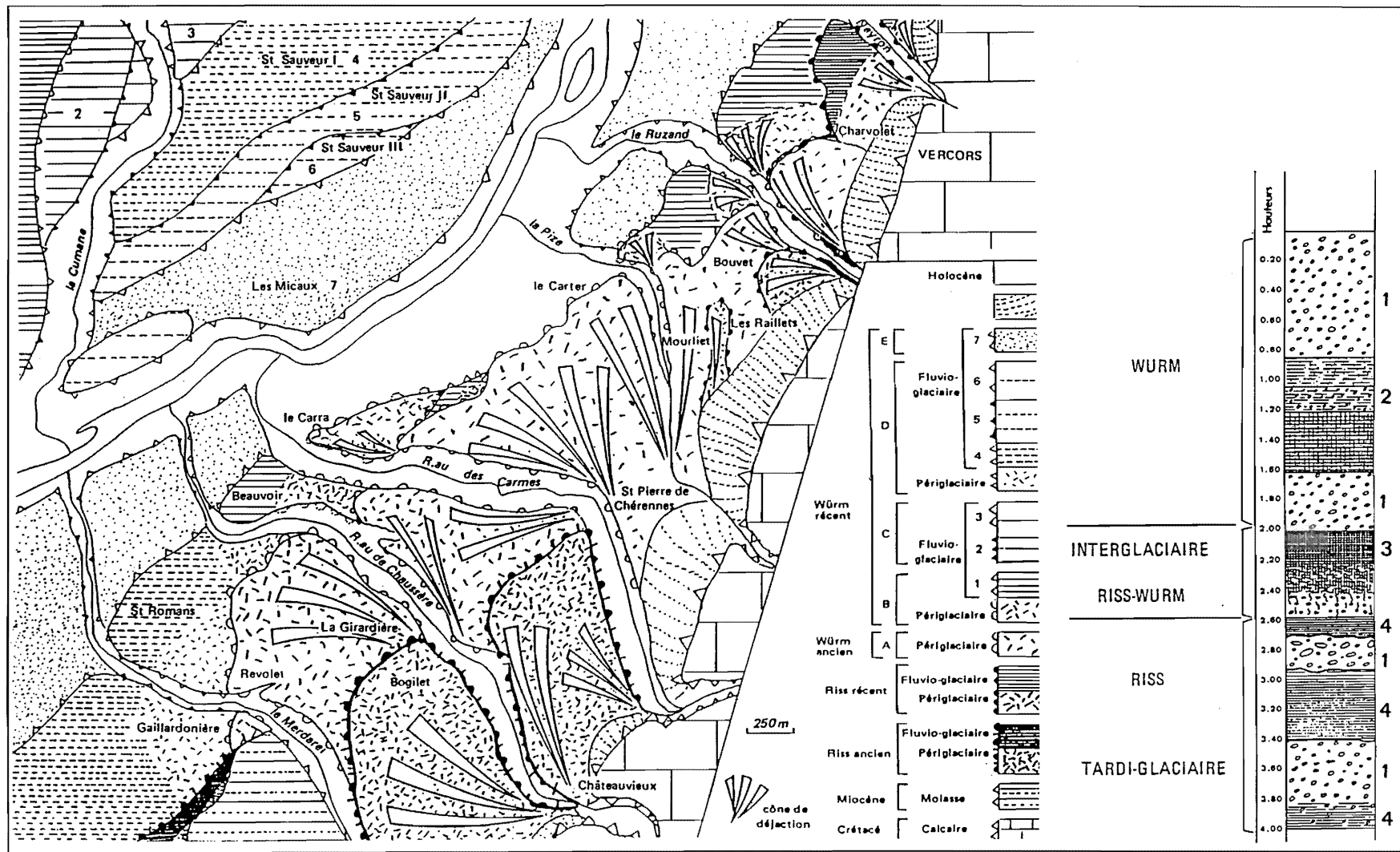
Les cônes de déjection des cours d'eau descendant de cette retombée du Vercors se raccordent aux terrasses "rissiennes" et würmiennes, les seules présentes dans ce tronçon de la vallée de l'Isère⁽¹⁾. L'absence de cônes "rissiens" et du maximum du Würm au débouché des gorges du Nant s'explique par le fait que le front du glacier de l'Isère se situait quelques kilomètres en aval de Cognin-les-gorges.

C'est donc durant et suite à l'agencement de ce tronçon

(1) Alors qu'en amont de St Gervais et en aval de St Pierre de Chérennes, on relève un étagement de terrasses allant du Günz au Würm.

Figure II.36 - Les cônes de déjection rissiens et würmiens en contrebas de la retombée iséroise des Coulmes et coupe stratigraphique du cône de déjection de St-Pierre-de-Chérennes

1 : Gravier ; 2 : Limons sableux ; 3 : Argile carbonatée ; 4 : Limons. D'après J.J. Puissegur.



de la vallée de l'Isère que se sont incisés les cours d'eau entaillant ce piémont. Le caractère récent de cette évolution morphologique explique le profil tendu de ces incisions. Parallèlement à celles-ci, des dépressions se sont dégagées là où affleuraient les assises hauteriviennes. L'extension de leurs affleurements a eu une influence directe sur la puissance du cours d'eau (bassin de réception torrentiel plus ou moins important) ; ceci explique que le Nant, malgré une structure plus contraignante (recoupement en cluse de l'anticlinal "urgonien"), possède un profil moins pentu que les autres ruisseaux de ce piémont aux bassins de réception peu développés.

Ces entailles fluviales se sont, sans nul doute, surimposées sur le haut-glacis qui se raccordait, avant l'ouverture de ce tronçon de vallée de l'Isère, aux basses collines du Chambaran (Notre Dame d'Osier, Chenevrières, St Antoine l'Abbaye...) qui culminent aux alentours de 460 m. Ces collines se caractérisent par une relative sub-égalité altitudinale et par une altération en place du Miocène (*Rmc* sur la carte géologique de Romans-sur-Isère). Les seuls arguments dont nous disposons, sont la présence d'une altération de degré similaire sur le haut-glacis et sur les basses collines du Chambaran (cf. annexes) et un raccord topographique relativement correct entre ces deux entités. Ce glacis aujourd'hui réduit à quelques lambeaux s'est plus ou moins maintenu au moins jusqu'au "Mindel".

En dehors du haut-glacis "anté-mindélien" (?), l'évolution morphologique de cette retombée, commandée par la mise en place récente de la "moyenne" Isère, est relativement récente par rapport à ce que nous avons observé précédemment sur les autres secteurs des Coulmes. Il est, dès lors, intéressant de voir si cette différence morpho-temporelle a une influence sur l'organisation endokarstique.

3. ÉTUDE ENDOKARSTIQUE DU MASSIF DES COULMES

L'étude du modelé superficiel a permis de relever plusieurs phases majeures de karstification. L'étude endokarstique permet d'apporter des précisions sur la dynamique de ces karstifications et surtout de révéler l'existence d'autres phases morphogéniques.

Le karst souterrain des Coulmes est particulièrement diversifié puisqu'il contient plusieurs générations de cavités héritées et un système fonctionnel particulièrement développé : 2. cavités de plus de 15 kilomètres de développement (17 Km pour Gournier et plus de 29 km pour Coufin-Chevaline) et trois de plus de 400 m de dénivelé : Bury (-550 m), Gournier (+680 m), et Coufin-Chevaline (+ 411 m). Ces dernières cavités possèdent plusieurs générations de structure de drainage qui permettent de suivre l'évolution endokarstique en fonction

de l'enfoncement de la Bourne. Cet enfoncement de la Bourne que nous n'avions pu cerner avant le "Mindel" à partir de l'approche géomorphologique classique, pourra l'être partiellement à partir de l'endokarst.

Nous étudierons, dans un premier temps, les cavités héritées des paléo-fonctionnements karstiques et insisterons sur leurs apports morphogéniques. Dans un second temps, nous aborderons l'évolution des réseaux appartenant aux structures "fonctionnelles", à partir d'une double approche : morphospéléologique et systémique.

3.1. Les cavités héritées

Le massif des Coulmes possède deux types de cavités héritées : les cavités décapitées et les cavités recoupées par la surface topographique ; dans le second cas, un tronçon de galeries souterraines persiste, ce qui n'est pas le cas des cavités décapitées. Par contre dans les deux cas, la surface topographique correspond toujours à un versant de raccordement soit au val de Rencurel ou aux gorges de la Bourne, soit à la dépression de Presles.

3.1.1. Les cavités décapitées

Plusieurs cavités décapitées ont été mises au jour sur le massif des Coulmes : elles s'apparentent le plus souvent à des couloirs contenant des remplissages sablo-gréseux et dont les parois possèdent des traces d'anciens édifices stalagmitiques (Figure II.27). Elles se développent le plus souvent dans la partie supérieure des assises barrémo-bédouliennes.

Le plus bel exemple est la paléo-cavité du Pot Siva qui se situe en bordure de la route forestière menant au col de Pré Létang depuis Rencurel (J.J. Delannoy, 1981, 1988, 1992) (Figure II.37). Celle-ci se présente de nos jours comme un simple couloir aérien qui se raccorde en amont comme en aval à des dépressions fermées. Sur les parois de ce couloir et aussi des dépressions rocheuses qui s'y rattachent, on relève des coulées et formations stalagmitiques. On peut distinguer deux générations de spéléothèmes.

La première génération, de type plancher stalagmitique, a été fossilisée par une formation sableuse litée alternant de fins niveaux jaunâtres et des niveaux plus grossiers riches en quartz cariés ; une induration calcitique secondaire affecte localement ces sables. L'étude pétrographique et minéralogique montre que les éléments siliceux de cette formation présentent les mêmes caractéristiques que les racines d'altération de la région sommitale qui provenaient des faciès grés-sableux du Crétacé supérieur. Ce dépôt détritique, qui a été mis en place par un ruissellement (structure litée), est fossilisé par une seconde génération de spéléothèmes. Cette seconde génération s'apparente plus à des coulées pariétales dont certaines de plus d'un mètre d'épaisseur. Sur cette séquence, repose un matériel hétérogène où se mêlent dans une matrice argileuse brunâtre des débris de

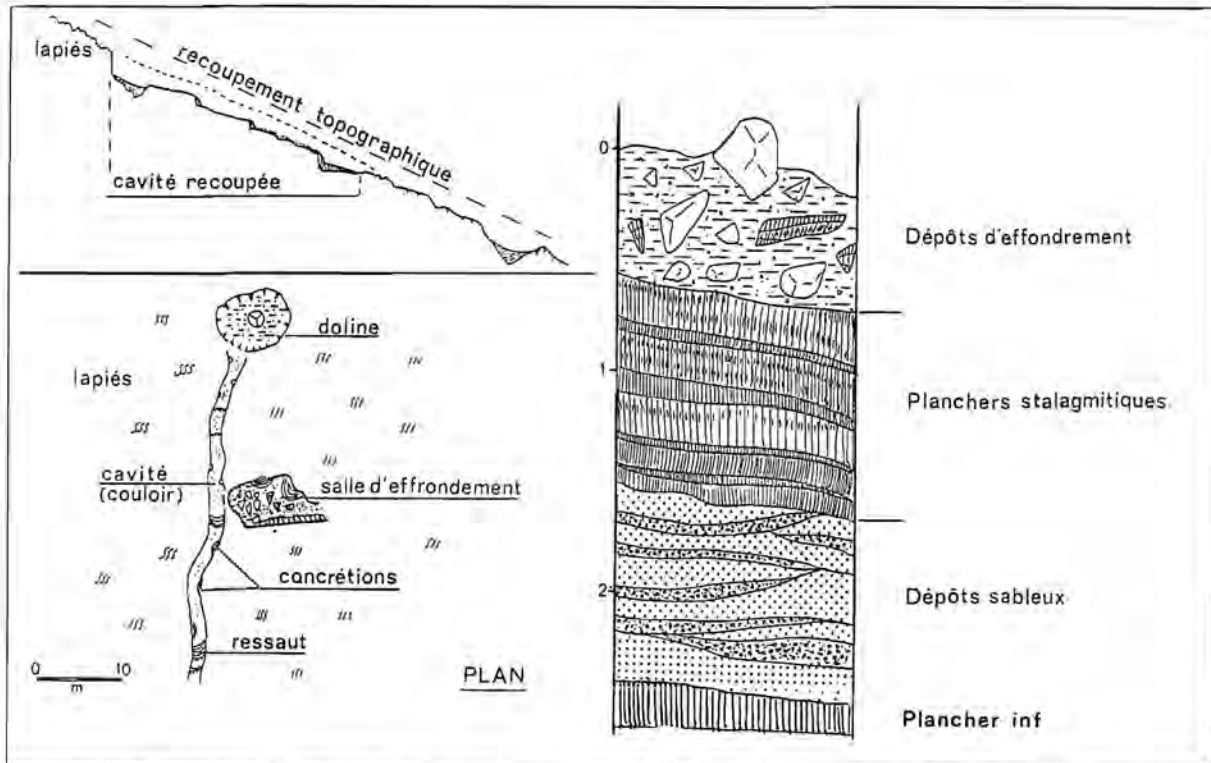


Figure II.37 - Exemple de cavité décapitée : Pot Siya (rebord oriental des Coulmes)

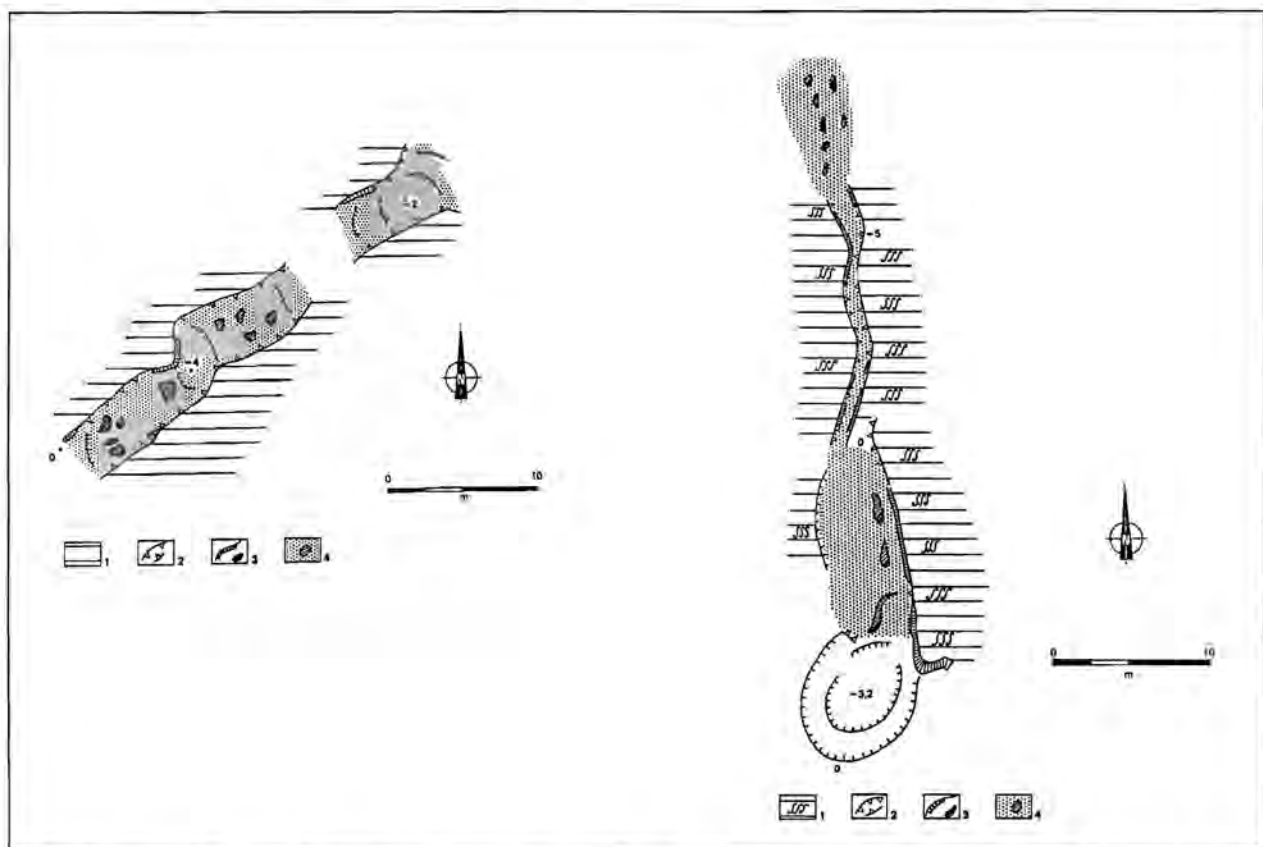


Figure II.38 - Exemple de cavité décapitée : Les "filons" des ruines de Perrat sur le rebord occidental des Coulmes

1 : Lapiés émoussés ; 2 : Couloir ; 3 : Coulée stalagmitique sur les parois du couloir ; 4 : Remplissage argilo-sableux et stalagmite.

concrétions et de blocailles calcaires qui proviennent de l'effondrement de la voûte. Les datations réalisées (par acquit de conscience) sur ces deux générations de spéléothèmes donnent un âge supérieur à 350 000 B.P.

Ces cavités filons sont l'expression d'une très ancienne phase de karstification étant donné qu'elles contiennent des éléments provenant du Crétacé supérieur qui n'affleure plus de nos jours sur le massif des Coulmes (Figure II.38). Il est intéressant de relever que ces éléments proviennent essentiellement de l'Aptien supérieur et de l'Albien et relativement peu du Sénonien, qui possède cependant un bon marqueur pétrographique : les silex ; ce qui pourrait signifier que les calcaires sénoniens avaient déjà en grande partie disparu lorsque ces cavités se sont développées ou du moins colmatées.

On retrouve cette même famille de cavités dans les massifs de l'Allier et de Lente.

3.1.2. Les cavités recoupées

La réalité d'anciennes phases de karstification du massif des Coulmes est confirmée par d'autres familles de cavités, notamment des réseaux souterrains agencés initialement en conduite forcée et qui ont été postérieurement recoupés par des versants (grotte de Marignat, grotte de Pré Létang) (J.J. Delannoy, 1991, 1992, et *al.*, 1988, 1996).

3.1.2.1. La grotte de Pré Létang

La grotte de Pré Létang constitue l'exemple le plus démonstratif de paléocavités recoupées. Elle s'ouvre sur la retombée septentrionale du col de Pré Létang (1267 m) qui se situe quasiment sur le faite de l'anticlinal des Coulmes. Cette cavité est recoupée par la tête-amont d'un vallon sec se raccordant au replat de l'Amandière-Grier (*supra* : 2.1. et Figure II.27).

-1- Les données morphospéléologiques

Cette grotte, connue de longue date notamment par les paléontologues et préhistoriens (Lequatre, 1966), a été l'objet ces dernières années de nouvelles recherches karstogéniques et archéologiques pilotées par Th. Tillet.

Cette cavité, qui possède actuellement un développement de 300 m pour un dénivelé de 35 m, débute par une basse ouverture entre des blocs effondrés (Figure II.39). Cette ouverture donne sur une vaste galerie (5 à 8 m de large) se dirigeant vers le sud. Cette galerie présente une nette déclivité descendante et se caractérise au sol par un plancher stalagmitique sénile et entrecoupé de petits gours secs généralement colmatés par des éléments clastiques anguleux (apports anthropiques : passage). Cet encroûtement carbonaté recouvre, en fait, un plancher chaotique dont les blocs proviennent pour l'essentiel de la zone d'entrée. L'inspection du plafond et des parois, au niveau du changement de direction vers le SE puis le SSE, ne révèle pas de traces de déchaussement

important ayant pu alimenter un tel éboulis de blocs. Au niveau de ce changement de direction, la galerie présente de belles sections "circulaires". Cette morphologie reste visible jusqu'au terminus de la cavité, mais seulement dans sa partie supérieure. En effet, au fur et à mesure du cheminement, la base de la galerie initiale est de plus en plus colmatée par différents types de remplissages (carbonatés, argileux...). Les passages bas de la galerie correspondent aux secteurs les plus colmatés ; il en est de même pour le terminus actuel de la grotte (-35 m) qui bute sur un colmatage. Les parois et le plafond de la galerie présentent de larges cupules. En dehors du remplissage basal, la galerie est ornée d'édifices stalagmitiques séniles dont la plupart présentent de fortes traces d'usure fréquemment associées dans la littérature au frottement des Ours.

De cette description sommaire de la cavité, il est important de faire ressortir les points suivants :

- 1- le développement globalement subhorizontal de la galerie tenant peu compte des variations de pendage et semblant calqué sur une fracturation subméridienne ;
- 2- l'allure en "conduite forcée" de la galerie avec présence de larges cupules de plafond et de paroi ;
- 3- le diamètre important de cette conduite forcée (5 à 8 m) dont on ne perçoit en général que la partie supérieure ;
- 4- la présence d'un remplissage masquant généralement la partie basale de la galerie originelle en conduite forcée ; ce remplissage est soit d'origine chaotique, soit détritique (sable, limons, argiles), soit carbonaté. Les secteurs 0 et 11 étudiés par l'équipe interdisciplinaire du GIRPPA⁽¹⁾ apportent des informations intéressantes quant à l'évolution récente de la cavité (J.J. Delannoy et *al.*, 1996).

-2- L'étude des remplissages de Pré-Létang

Deux sondages ont été réalisés à Pré Létang : le premier (secteur 0) se situe au niveau du "porche" d'entrée et le second (secteur 11) au niveau du premier tiers de la cavité, là où la morphologie en conduite forcée est particulièrement visible. Seule l'interprétation spéléogénique des séquences stratigraphiques de ces deux sondages est présentée ici.

A partir du sondage de la zone d'entrée, on peut distinguer cinq étapes spéléogéniques (Figure II.40 et II.41) :

- 1- la base du sondage correspond à un amas de blocs qui proviennent vraisemblablement de l'écroulement partiel du plafond de la galerie qui se prolongeait initialement plus vers le NNE (Étapes 1 et 2 de la Figure II.41) ;
- 2- sur ces blocs, se développe une formation sablo-limoneuse jaunâtre (Horizon J). Ce matériel est affecté d'un pendage en direction de la cavité, ce qui sous-tend un ruissellement se dirigeant vers la cavité. Les horizons sus-

(1) Groupe Interuniversitaire de Recherche sur les Peuplements et les Paléomilieux Alpins

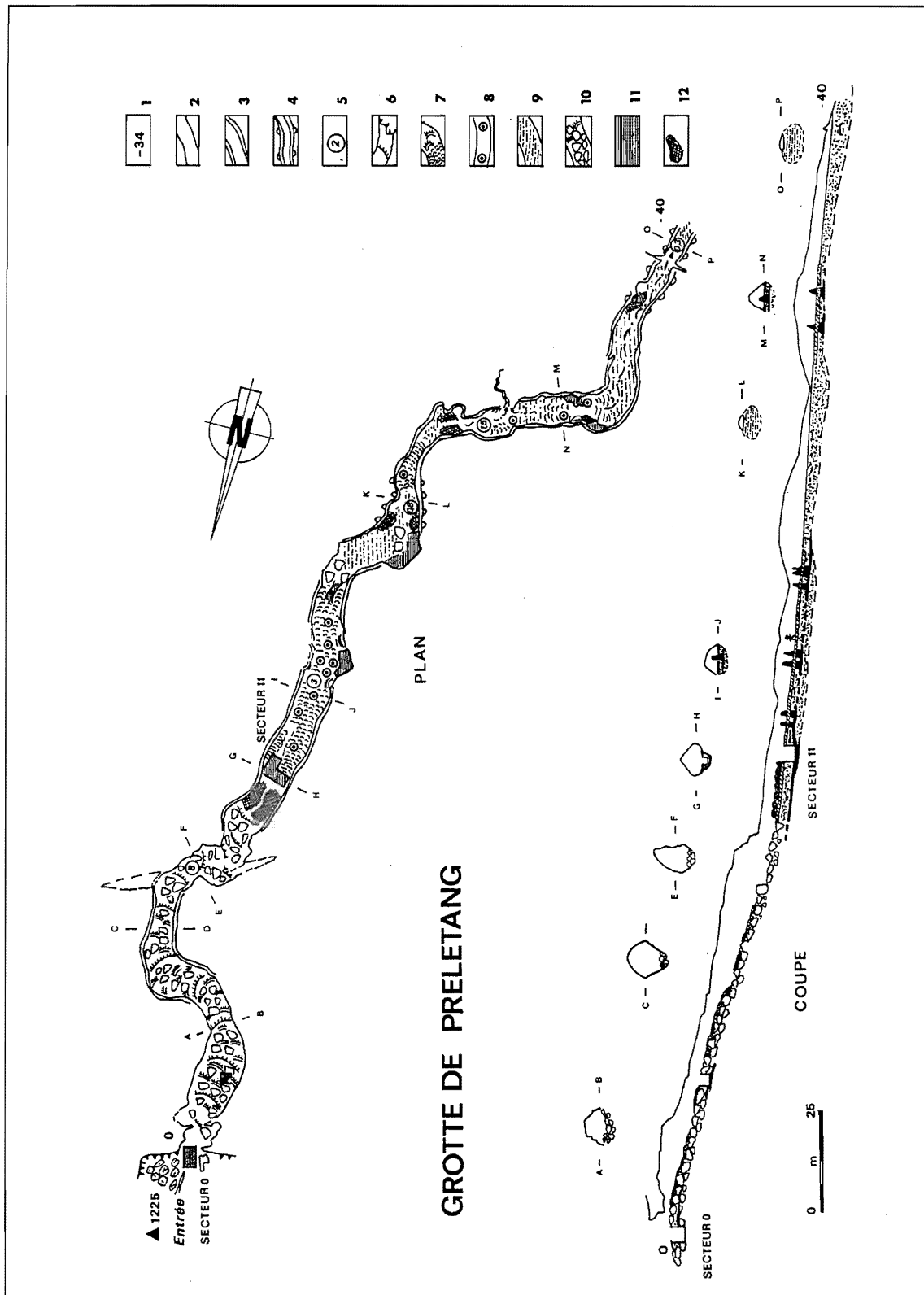


Figure II.39 - Cartographie morphologique de la grotte de Pré Létang

1 : Cote topographique ; 2 : Galerie souterraine ; 3 : Galerie souterraine en conduite forcée ; 4 : Conduite forcée colmatée s'apparentant à un laminoir ; 5 : Hauteur de la galerie ; 6 : Rupture de pente ; 7 : Gours ; 8 : Stalagmite ; 9 : Remplissage argilo-sableux (voir la coupe stratigraphique du secteur 11) ; 10 : Blocs écroulés ; 11 : Sondages officiels et officieux ; 12 : Remblais de fouilles.

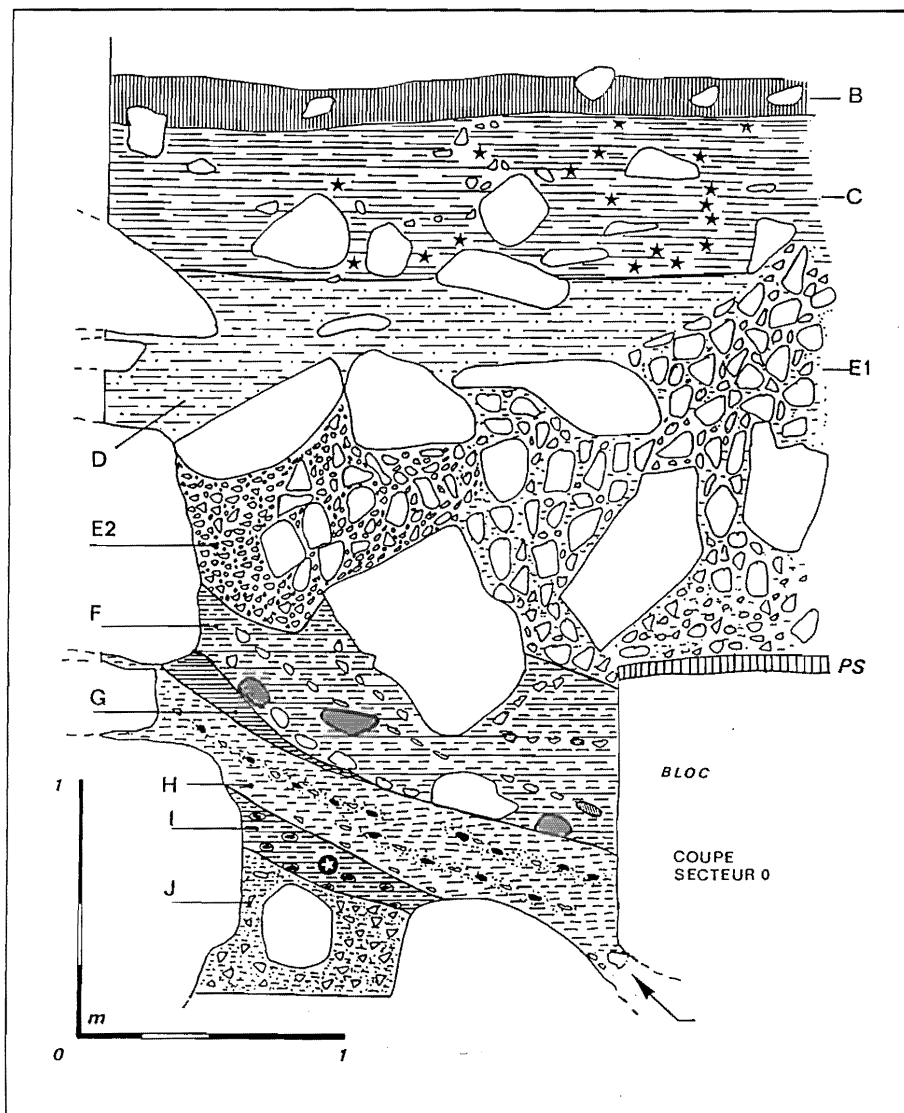


Figure II.40 - Coupe schématique du secteur 0 de la Grotte de Pré Létang

B : Humus entre blocs d'ordre métrique. Ces blocs sont issus des ultimes phases d'effondrement du porche ;

C : Matériel limoneux-argileux (issu d'une couverture pédologique ?) contenant des charbons de bois et rapporté à l'époque Médiévale ;

D : Matériel limoneux sombre ;

E : Blocs provenant du plafond de l'ancien porche et matériel clastique (gélifracsts ou clastes liés à l'effondrement du porche). E1 : Matériel identique au précédent mais contenant entre les interstices des limons. E2 : Poche contenant du matériel identique que E mais où les cailloutis subanguleux sont bien triés et où sont absents les limons : lessivage postérieur au dépôt ?

F : Limons jaunâtres à passées argileuses et contenant quelques blocs possédant un cortex d'altération. Ces limons présentent un léger pendage en direction de la grotte ; pendage que ne possèdent pas les couches D-C-B sus-jacentes (subhorizontales) ;

G : Niveau argileux ayant été tronqué (par une incision anté-F) ;

H : Niveau limono-argileux jaunâtre contenant des cailloutis émoussés dont certains sont à l'état de fantôme ;

I : Niveau limono-argileux ocre avec quelques rares cailloutis qui sont altérés et présentent un cortex de manganèse (vraisemblablement le même niveau que le niveau E du secteur 11). Ce niveau possède des fragments de silex et des ossements d'ours ;

J : Niveau sablo-limoneux jaunâtre. La granulométrie des sables met en évidence un écoulement peu compétent. Ce niveau comporte également de nombreux cailloutis subanguleux (gélifracsts).

jacents I, H, G, F mettent en évidence une même logique (Étape 3 de la Figure II.41). Ils sont liés à différents stades de dépôt tous liés à des écoulements peu compétents. L'horizon I contient des éclats de silex et des ossements d'ours n'étant pas en place.

-3- L'horizon E met en évidence une nouvelle phase d'écroulement du plafond, cette fois-ci totale et à l'aplomb du site (Étape 4 de la Figure II.41). Cette phase d'écroulement ainsi que l'antérieur (chaos basal) sont responsables de la déclivité qui caractérise la première partie de la galerie ; cette déclivité correspond au cône d'éboulis issus de cet effondrement de voûte. Ce qui signifie que l'entrée actuelle de la grotte correspond à la partie sommitale de la galerie en conduite forcée dont le diamètre moyen est de 5 à 8 m !

-4- Ce matériel écroulé et, par ce fait, aéré, a été parcouru par des eaux de percolation (directement alimentées par les eaux météoriques et les eaux de fusion nivale) : c'est ce que semble appuyer le caractère granulométrique relativement homogène des petits fragments calcaires (cailloutis, gravellons). L'existence de percolations voire de ruissellements dans la masse

clastique semble confirmée par la présence d'encroûtement carbonaté au contact de l'horizon F moins perméable et entre les blocs situé à la base de l'horizon E.

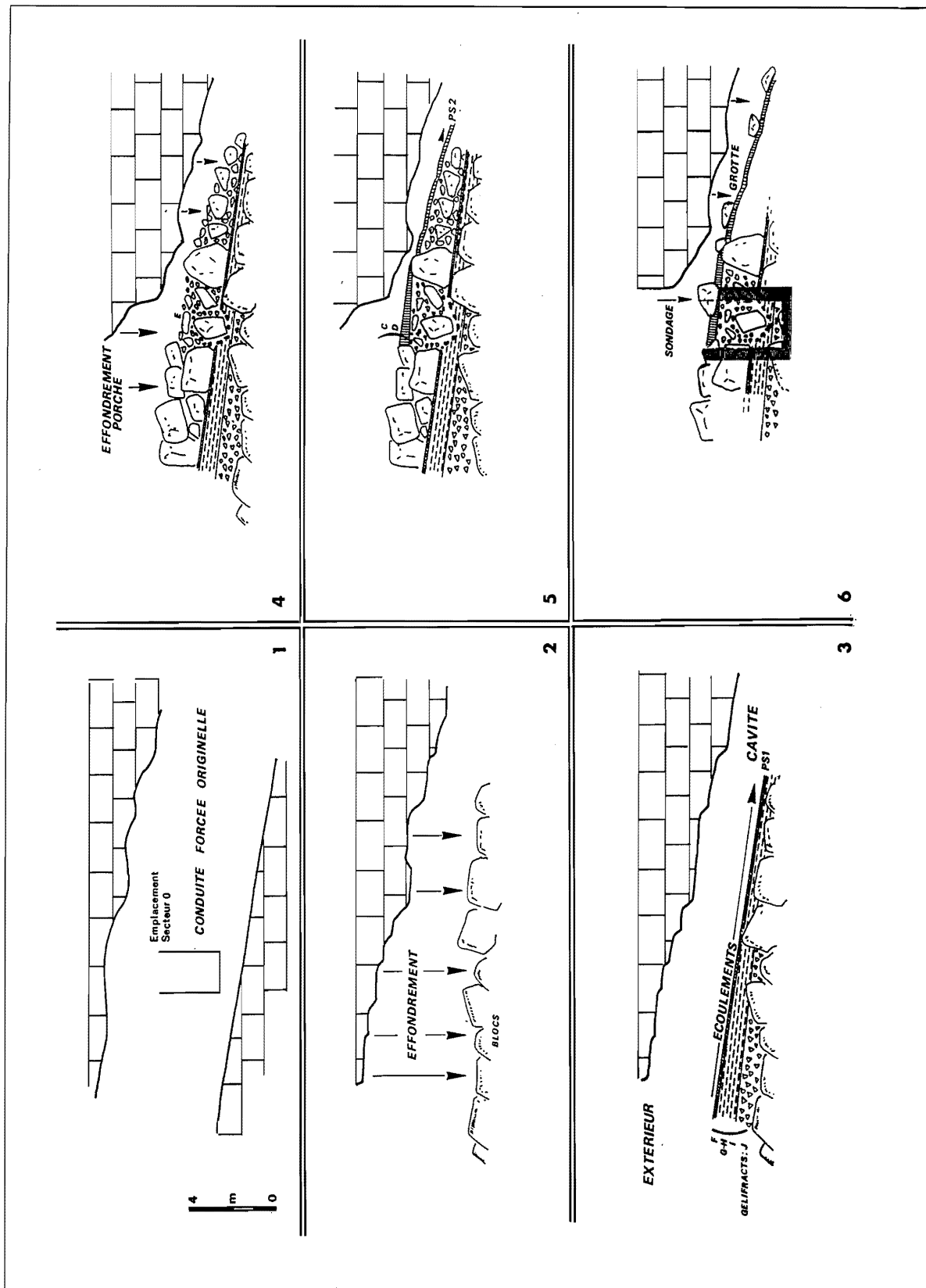
-5- les horizons D, C et B révèlent une autre logique. Ils sont disposés horizontalement et traduisent une "obturation" de la cavité par l'écroulement mis en évidence dans l'horizon E (Étape 5 de la Figure II.41). Ces horizons correspondent à différents niveaux pédologiques à charbon de bois remaniés vers le point bas de la dépression. L'horizon C est rapporté au Moyen Age.

Ce sondage montre bien que la cavité se prolongeait en avant du porche actuel et qu'une part de l'écroulement de ce porche est historique (post-Moustérien et anté-Moyen Age).

Le secteur 11, positionné sur la Figure II.39, apporte des informations complémentaires qu'on peut dissocier de la manière suivante (Figure II.42 et II.43) :

-1- Un agencement initial de la galerie en régime noyé déjà énoncé (Étape 1 de la Figure II.43).

-2- Ce conduit a été ensuite le siège d'une première logique de remplissage (Étape 2 de la Figure II.43). On y



distingue deux séries sédimentaires. La première met en évidence le passage d'un matériel alluvial détritique riche en grains de quartz (sables) à une formation carbonatée : le plancher stalagmitique basal (PS1 de la Figure II.42). Ce plancher stalagmitique n'a pu être daté car il présente

des traces de corrosion intense. La seconde série correspond à une phase de concrétionnement intense, sous forme d'importants dômes stalagmitiques. Il n'est malheureusement pas possible au niveau de ce sondage de voir le contact entre le plancher basal et ses édifices

Figure II.41 - Reconstitution spéléogénique du secteur d'entrée (secteur 0) de la Grotte de Pré Létang

- 1 : Galerie originelle en conduite forcée de la grotte de Pré Létang ; est positionnée approximativement à l'emplacement du sondage actuel ;
- 2 : Phase d'effondrement du plafond de la conduite forcée due à la proximité de la surface topographique (recul de la tête de ravin ?). Les blocs écroulés sont ceux qu'on peut actuellement observer au fond du sondage ;
- 3 : Phase de remblaiement détritique qui recouvre partiellement le plancher chaotique de la galerie et du nouveau porche d'entrée. Ce remblaiement débute par des clastes de type gélifract (J), puis passe à des niveaux limoneux-argileux (I-H-G-F) contenant des ossements d'ours et des éclats de silex ; ces niveaux montrent un pendage en direction de la cavité. Ce remblaiement se termine par un encroutement carbonaté (PS 1) ;
- 4 : Nouvelle phase d'effondrement du porche (recul de celui-ci). Le niveau corrélatif à cet épisode est le niveau E ;
- 5 : Remblaiement détritique limoneux humique présentant un pendage subhorizontal. Le niveau C est rapporté à l'époque médiévale et comporte de nombreux charbons de bois (déforestation, charbonnières ?). A l'intérieur de la cavité, les blocs écroulés du stade 4 sont recouverts par un encroutement carbonaté à gours ;
- 6 : Physionomie actuelle de l'entrée de la grotte de Pré Létang et positionnement du sondage.

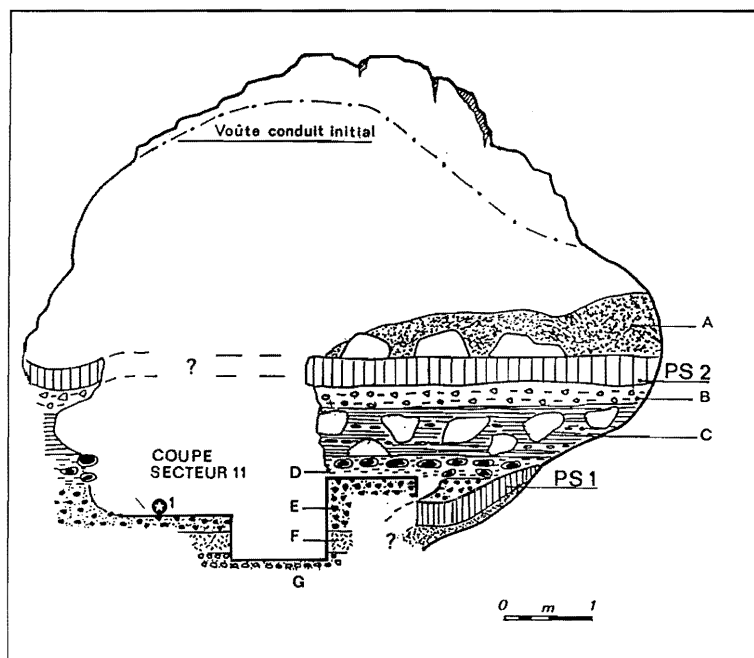


Figure II.42 - Coupe schématique du secteur 11 de la grotte de Pré Létang

- A : Déblai des fouilles antérieures (matériel non en place) ;
 PS 2 : Plancher stalagmitique holocène ;
 B-G : Remplissage würmien ;
 B : Matériel argilo-limoneux grisâtre contenant des cailloutis sans organisation visible ;
 C : Matériel limoneux jaunâtre, à passées ocrées, contenant des blocs issus de l'effondrement partiel du plafond de la galerie. Ces blocs présentent un cortex d'altération ;
 D : Matériel argilo-limoneux jaunâtre contenant de nombreux cailloutis fantôme ;
 E : Limons ocrés avec cailloutis altérés et recouverts d'une gangue de manganèse contenant de la faune (Lion des cavernes : *1) ;
 F : Matériel limoneux-sableux jaunâtre ; la granulométrie des sables met en évidence des écoulements diffus peu compétents ;
 G : Matériel caillouteux avec lits sableux et fragments d'os ;
 PS 1 : Plancher stalagmitique altéré peu propice aux datations isotopiques.

carbonatés : y-a-t-il passage progressif de l'un à l'autre ou un important hiatus ? Il est également difficile de se faire ici une idée de la mise en place du remplissage basal par rapport au dénoyage du conduit. Les datations des dômes stalagmitiques sus-jacents suggèrent un âge éémien (le faible rapport isotopique $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ limite la fiabilité des âges proposés) que semble corroborer le matériel paléontologique sus-jacent.

-3- Suite au recouplement de la cavité par la surface topographique (recul de la tête de vallon), la cavité connaît une autre logique de sédimentation liée à des ruissellements diffus et peu compétents provenant de la surface et amenant du matériel argilo-limoneux. Ce matériel enveloppe la partie inférieure des dômes stalagmitiques (Étape 3 de la Figure II.43 et horizons G, F, E, D, C de la Figure II.42). La composition granulométrique montre une certaine filiation entre ces horizons G, F, E, D et C et les horizons J, I, H, F du secteur O. Les horizons G et E contiennent des fragments d'os d'Ours et de Lion des cavernes, apportés soit par les ruissellements, soit par le passage des Ours qui devait être relativement important si on se réfère aux polis des dômes

stalagmitiques.

-4- Suite à cette série détritique rapportée au Würm, des ruissellements incrustants datés de l'Holocène construisent un épais plancher stalagmitique (PS2) qui scellent le remplissage de Pré Létang (Étape 4 de la Figure II.42).

Cette séquence est instructive dans le sens où elle met en évidence des logiques différentes de sédimentation liées au recouplement de la cavité par la surface topographique. Ceci nous invite également à la prudence quant à l'interprétation des remplissages souterrains endokarstiques dont les éléments peuvent répondre à des logiques différentes et/ou être séparés par d'importants hiatus. Ici les calages chronologiques bien qu'imparfaits et la présence d'ossements nous a permis de dissocier deux logiques différentes de dépôts. Mais, on ne dispose pas toujours de tels repères.

-3- Évolution spéléogénique de Pré Létang et ses apports morphogéniques

A partir de l'ensemble de ces données, on peut

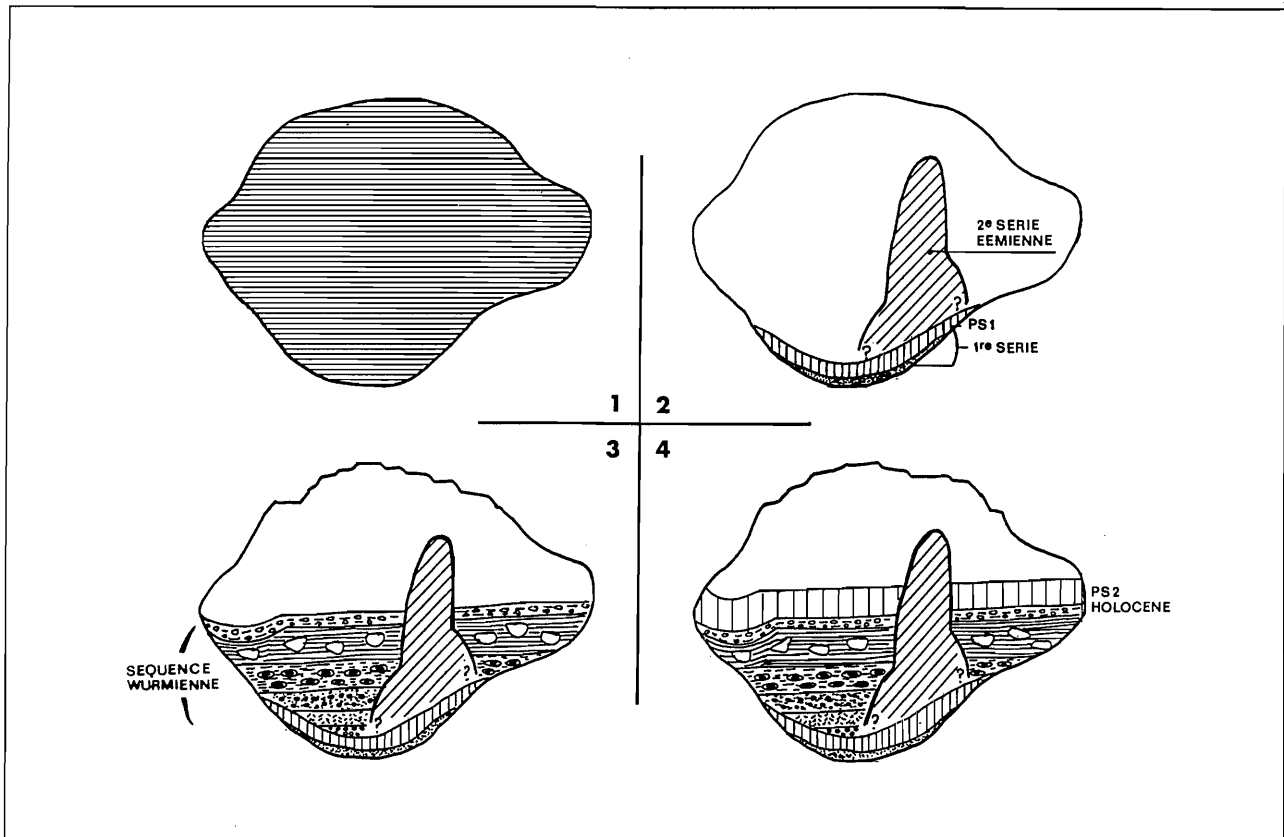


Figure II.43 - Reconstitution spéléogénique de la galerie de Pré Létang au niveau du secteur 11

Dans cette reconstitution, est porté, de manière synthétique, l'ensemble des remplissages présents dans le secteur 11

- 1 : Creusement initial de la galerie de Pré Létang en régime noyé (dans la zone saturée de l'aquifère karstique des Coulmes)
- 2 : Les remplissages initiaux sont visibles. On distingue deux séries sédimentaires. La première met en évidence le passage d'un matériel alluvial détritique (sables) à un matériel carbonaté (plancher stalagmitique 1). La seconde correspond à une phase de concrétionnement sous forme d'édifices stalagmitiques ; le dépôt sur lequel repose ce concrétionnement n'a pu être observé (?) ; les datations sur cette génération de spéléothème donnent un âge éémien.
- 3 : Mise en place du remplissage détritique würmien (dépôts G-F-E-D-C-B de la figure 2.42) ; ce remplissage moule la base du concrétionnement éémien.
- 4 : Dépôt du plancher holocène par des écoulements incrustants (apports latéraux ou écoulement empruntant la galerie ?) qui couvre le matériel würmien et ceinture les concrétions éémiennes. Avant les premières fouilles, la galerie de Pré Létang du secteur 11 devait ressembler à la morphologie ci-dessinée.

proposer le scénario spéléogénique suivant :

-1- le développement horizontal de cette cavité et la morphologie originelle en "conduite forcée" mettent en avant un creusement dans la zone noyée du karst. Or, si on se réfère aux conditions hydrogéologiques actuelles, il n'existe plus de zone noyée développée à l'intérieur de la masse urgonienne des Coulmes. D'autre part, les principales circulations karstiques actuelles, qui alimentent les émergences du cirque de Choranche (grottes de Coufin-Chevaline, de Gournier, de Jallifier), se situent au niveau du substratum hauterivien, alors que la grotte de Pré Létang se développe dans la partie supérieure des assises urgoniennes.

La largeur des cupules sur les parois de la galerie de Pré Létang met en évidence une faible vitesse des écoulements transitant par ce drain noyé et une direction d'écoulement vers le sud ; cette faible vitesse peut être l'expression d'un faible gradient hydraulique et d'une faible puissance des reliefs environnants.

Quoi qu'il en soit, la galerie principale de Pré Létang s'est creusée dans un contexte paléogéographique totalement différent de l'Actuel ; les circonstances étaient telles que Pré Létang correspondait altitudinalement à une zone basse ou peu élevée.

-2- Suite à un changement des conditions paléogéographiques, qui restent à préciser sur le plan morphogénique, cet ancien drain de la zone noyée est abandonné. Cet abandon a dû être radical car on ne relève pas (là où la base de la conduite est visible : secteur 11) de traces de surcreusement ce qui est généralement le témoin de l'emprunt du paléodrain par des ruissellements souterrains à surface libre (zone vadose du karst).

-3- Seules des eaux de percolation ont recoupé le paléodrain et sont à l'origine du concrétionnement. Ce concrétionnement signifie, soit l'existence d'une tranche calcaire suffisante pour que les eaux d'infiltration puissent

arriver à un état de sursaturation au plafond, soit que les conditions bio-climatiques étaient plus favorables au travail de la corrosion qu'actuellement ; quelle que soit la cause de ce concrétionnement, celui-ci s'est mis en place dans un contexte environnemental différent de l'Actuel. Le plus ancien plancher stalagmitique de la cavité, qui moule la base de la conduite forcée, n'a pu être daté étant donné qu'il présente des traces de corrosion intense. Les autres datations donnent des âges se rapportant à l'Eémien et au début de l'Holocène (cf. étude du secteur 11). Rappelons qu'actuellement on ne relève pas de concrétionnement actif dans la cavité.

-4- C'est suite au recoupement accidentel du paléodrain par la surface topographique que celui-ci est devenu pénétrable et une grotte accessible aux Hommes et animaux (ours et autres).

Ce recoupement est lié à l'érosion régressive du vallon (aujourd'hui sec) et qui se raccorde au "paléo-poljé" de Presles. Cela signifie que le vallon est contemporain d'un ancien niveau de base local (replat de l'Amandière-Grier) qui, on l'a vu précédemment, est antérieur au poljé s.s. de Presles. De plus le caractère sec du vallon (dans un contexte calcaire aujourd'hui commandé essentiellement par un drainage souterrain) met en évidence le caractère hérité de ce vallon.

-5- L'étude des secteurs 0 et 11 montre que ce recul a été localement favorisé par l'effondrement "récent" de la voûte du paléo-drain (Figure II.39).

En conclusion, la grotte de Pré Létang correspond à un très ancien drain karstique qui a été recoupé accidentellement par la surface topographique et qui est devenu, dès lors, pénétrable.

3.1.2.2. La grotte de Marignat

La grotte de Marignat (1100 m), autre cavité héritée des Coulmes, est intéressante car elle associe cavité recoupée et cavité décapitée (Figures II.27 et II.4'). Cette cavité s'ouvre sur le flanc nord de la combe de Ravassière qui se raccorde au paléo-poljé de Presles (replat de l'Amandière-Grier). Recoupée par ce versant, cette cavité se prolonge vers le SW par une cavité décapitée (couloir sur les parois duquel subsistent des planchers stalagmitiques et des remplissages sableux indurés) (Figure II.44). Dans ces deux éléments hérités, on retrouve une séquence initiale similaire : à la base, des sédiments sableux riches en quartz scellés par des spéléothèmes ; le remplissage du conduit devait être total si on se réfère aux éléments de plancher stalagmitique qui sont collés au toit de la galerie et au terminus de la cavité. Dès le recoupement de la cavité, l'érosion extérieure a corrodé le plancher stalagmitique et dégagé l'essentiel du remplissage gréseux. Il semble que le recoupement ait, par

ailleurs, réactivé des écoulements mineurs qui ont déblayé, à l'intérieur de la cavité, une partie du remplissage sablo-gréseux, laissant ainsi en surplomb le plancher supérieur. Ce vide postérieur au recoupement topographique a abrité une faune abondante dont des Ours rapportés au "Ris"s ; on retrouve là un scénario identique à Pré Létang. L'âge "rissien" de la faune permet de rapporter le recoupement, puis le déblaiement d'une partie du remplissage, à un épisode anté-"rissien".

3.1.3. Conclusion

Il est difficile de distinguer les différentes générations existant à l'intérieur de ces deux familles de réseaux hérités. Elles présentent, néanmoins, les caractéristiques communes suivantes (qui ont pu subsister d'une paléokarstification à une autre) :

- un développement sub-horizontale ;
- une morphologie initiale en conduite forcée (au moins pour les cavités recoupées) ce qui suppose un contexte paléogéographique totalement différent de l'Actuel ;
- des remplissages riches en éléments sableux et en grains de quartz issus pour l'essentiel de l'Aptien supérieur et de l'Albien, voire de la base du Sénonien, soit un ensemble litho-stratigraphique qui n'existe plus sur la région sommitale des Coulmes. Cette présence sous forme de remplissage suppose que ces cavités se sont agencées lorsque cette couverture subsistait encore, au moins sous forme altérée. Dans cette logique, il est étonnant de rencontrer si peu de silex sénoniens dans ces remplissages. Cette indigence signifie vraisemblablement que l'essentiel du Sénonien avait disparu⁽¹⁾ lors de l'agencement de ces cavités ou tout au moins de leur colmatage ; ces deux événements (agencement et colmatage) n'obéissant pas obligatoirement à une même dynamique karstique (le remplissage de Pré Létang est une bonne illustration des déphasages pouvant exister entre vide et remplissage, ou même à l'intérieur du remplissage). Enfin, il est intéressant de relever l'absence d'éléments d'origine molassique dans ces remplissages.

Pour l'ensemble de ces raisons, ces cavités sont l'expression de vieilles phases de karstification agencées dans un contexte géomorphologique différent de l'actuel et surtout en l'absence de forts gradients hydrauliques. Ces phases de karstifications sont assurément antérieures à l'incision généralisée du réseau hydrographique. Les systèmes souterrains fonctionnels consécutifs à cette incision généralisée vont nous permettre de mieux caler chronologiquement ces paléo-cavités.

(1) Ce qui n'est pas étonnant dans le sens où les sables éocènes reposent en de nombreux endroits directement sur les calcaires barrémo-bédouliens et où nous avons vu que le Miocène repose en discordance sur le Crétacé supérieur et moyen au niveau de la bordure orientale des Coulmes.

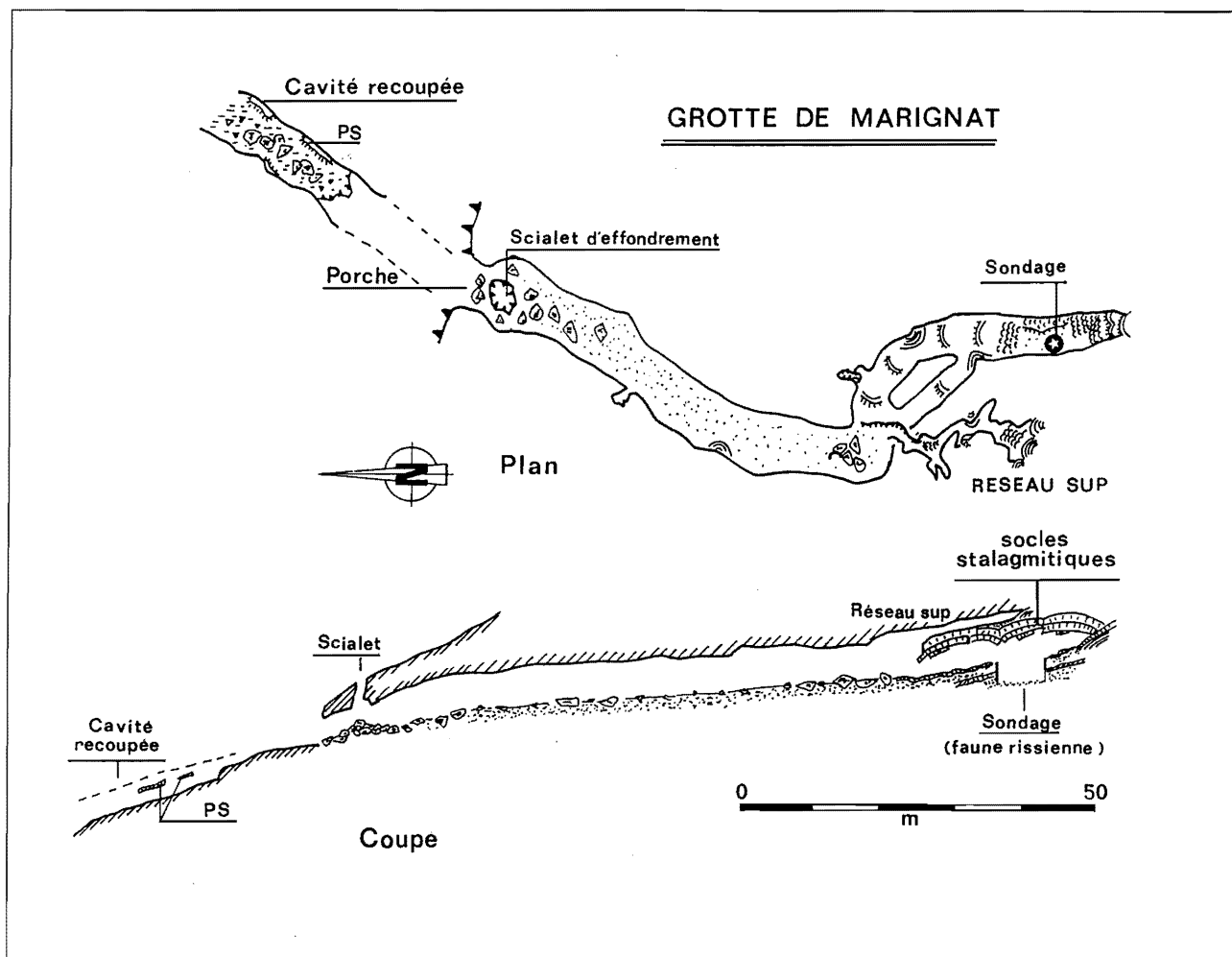


Figure II.44 - Coupe et plan de la grotte décapitée de Marignat et de son prolongement aérien

3.2. Les systèmes souterrains fonctionnels

Nous axerons l'essentiel de l'étude des systèmes endokarstiques fonctionnels sur les grottes de Gournier, de Coufin et de Chevaline étant donné qu'elles nous permettent, par leur proximité géographique, leur similitude et leur complémentarité, d'aborder différentes étapes karstogéniques majeures dans la compréhension géomorphologique du Vercors. De plus, bien que ces cavités soient généralement dissociées d'un point de vue spéléologique, elles appartiennent en fait à un **même système s.s. karstique**.

3.2.1. L'approche morpho-spéléologique

Les grottes de Coufin-Chevaline et de Gournier, drainées par des circulations pérennes, s'ouvrent au pied des escarpements urgoniens (Figure II.27). Les eaux issues de ces émergences qui confluent 300 m en contrebas avec la Bourne, déposent des tufs sur leur parcours cascading. Ces cascades de tufs constituent avec celles des gorges d'Ombrière, au sud du Vercors, les plus importants dépôts carbonatés exokarstiques du Vercors.

Ces cavités se caractérisent par un étagement de réseaux qui est à mettre en relation avec différentes phases d'évolution de la structure de drainage endokarstique sous contrôle de l'enfoncement de la Bourne.

3.2.1.1. La grotte de Gournier

Cette cavité s'ouvre au contact des calcaires urgoniens et des assises hauteriviennes le long de la faille de Gournier, accident satellite du décrochement de Presles et dont le regard est tourné vers l'est.

-1- Description spéléomorphologique

Le vaste porche d'entrée occupé par un profond lac se greffe vers l'amont sur deux réseaux étagés : le réseau actif qui alimente le lac par l'intermédiaire d'un siphon et le réseau "fossile" qui débouche au plafond du porche (Figure II.45).

Ces deux réseaux superposés apparaissent dépendant du tracé de la faille de Gournier au moins jusqu'à la Salle Chevalier. Le réseau actif ne peut être, cependant, parcouru en tout point à cause de passages noyés plus particulièrement développés vers l'aval ; le réseau "fossile" ne peut être parcouru sur l'ensemble de son tracé à cause d'écroulements barrant cette galerie. Malgré la

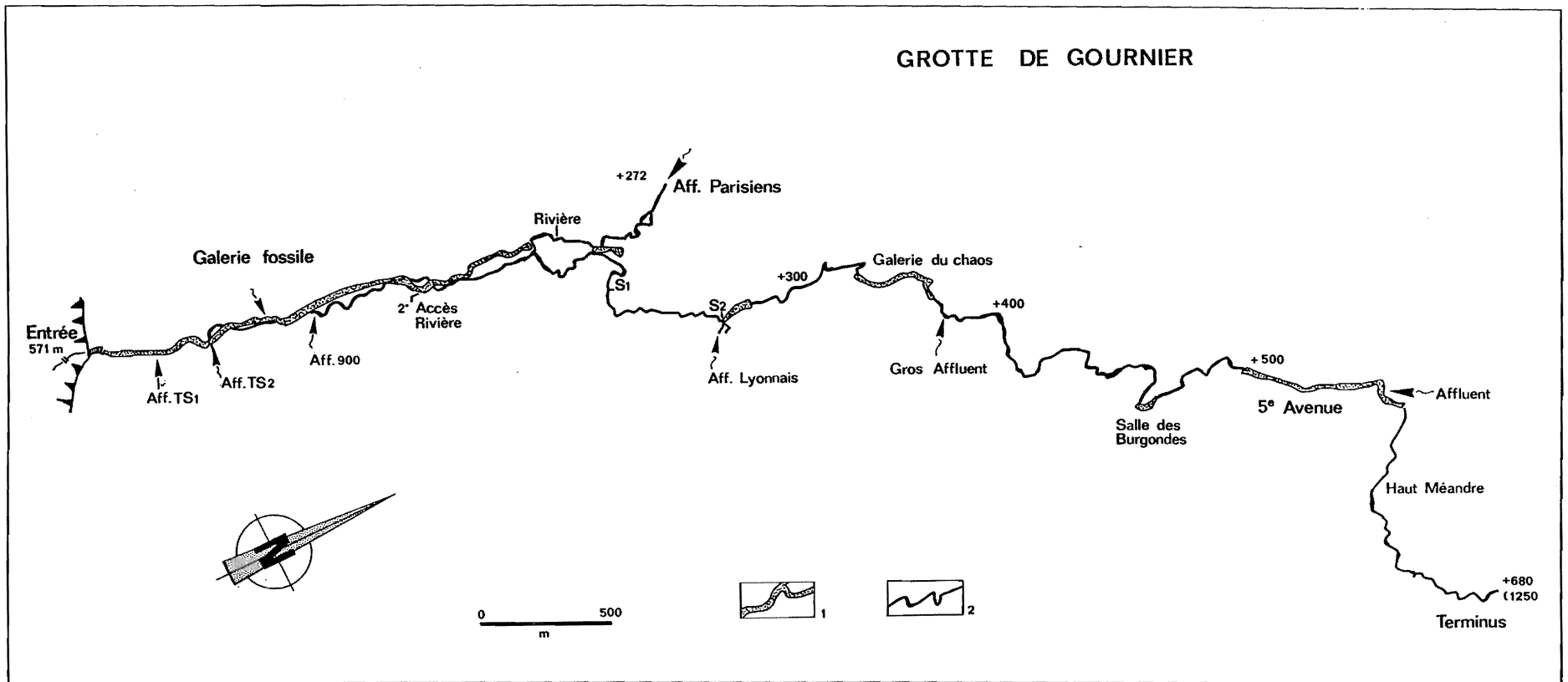


Figure II.45 - Cartographie spéléomorphologique simplifiée de la grotte de Gournier
1 : Galerie fossile (paléodrain) ; 2 : Galerie "active"

prédominance des processus de détente mécanique, il est possible de relever en de rares endroits la morphologie initiale en conduite forcée de cette galerie qui se développe exclusivement dans les calcaires barrémiens. Subsistent également en quelques endroits des traces d'écoulements à surface libre : marmites contenant des galets calcaires, des pisolithes de fer et des sables quartzux indurés en un conglomérat gréseux. Le raccord entre ces morphologies contemporaines d'un agencement en régime noyé, puis en régime vadose, est malaisé du fait des nombreux écroulements qui confèrent à cette galerie une morphologie essentiellement chaotique. Cette morphologie est scellée par de nombreux édifices stalagmitiques, séniles ou actifs, et issus soit de percolations (stalactites et stalagmites), soit de petits affluents (coulées et gours). Certains des édifices séniles ont été datés : les plus anciens se rapportent au Riss ancien (305 000 B.P.) (Tableau II.3) ; d'autres générations se sont développées durant l'interglaciaire Riss I-Riss II, l'Eémien, le Tardiglaciaire. Ce qui révèle une certaine constance du concrétionnement dans cette grosse galerie aérée. Cette galerie est accidentée par d'importants soutirages provoqués par la rivière sous-jacente : le plus important d'entre-eux est la "Salle à Manger" (second accès à la rivière).

Le réseau actif sous-jacent présente, hormis les secteurs siphonnants de l'aval et les secteurs où la rivière entaille les marnes hauteriviennes (galerie ébouleuse), une morphologie de canyon accidenté de bassins et de cascades et aux parois rocheuses plus ou moins déchiquetées. Les seules formations stalagmitiques présentes correspondent à de petits affluents ayant généralement transité par la galerie supérieure.

Au-delà de la zone broyée de la Salle Chevalier (+175 m) et en dehors de l'affluent des Parisiens qui reste dépendant de la faille subméridienne de Gournier, le réseau de Gournier prend une direction NNE-SSW, perpendiculaire à la retombée occidentale de l'anticlinal des Coulmes et relativement conforme au pendage généralisé des Coulmes vers le sud.

Vers l'amont, le réseau se caractérise, en dehors des siphons ponctuels, par une alternance de conduits méandriformes (Aquagalerie, Haut-Méandre), et de galeries de vastes dimensions rappelant la galerie fossile aval. Cette grosse galerie est soit chaotique (écoulements sous-jacents : le Chaos), soit drainé par le cours d'eau (5ième Avenue). L'amont de la "grosse galerie" (+560 m, amont de la 5^e Avenue) est barré par de puissantes coulées stalagmitiques alimentées par un réseau affluent. A ce niveau, le réseau spéléologique change, à la fois, de physionomie et de direction : il passe à un méandre de plus en plus exigu qui bute vers +680 sur un laminoir. Ce méandre se développe dans le pendage et au contact de calcaires à faciès bioclastique de l'Aptien inférieur et de la masse inférieure urgonienne (Barrémien) ; au niveau de ce contact, on relève des bancs à Orbitolines (couches inférieures à Orbitolines). Si ce méandre constitue l'extrême-amont actuel du réseau spéléologique de Gournier, il correspond en fait à une tête affluente du "système" de Gournier dont l'épine dorsale est la grosse galerie.

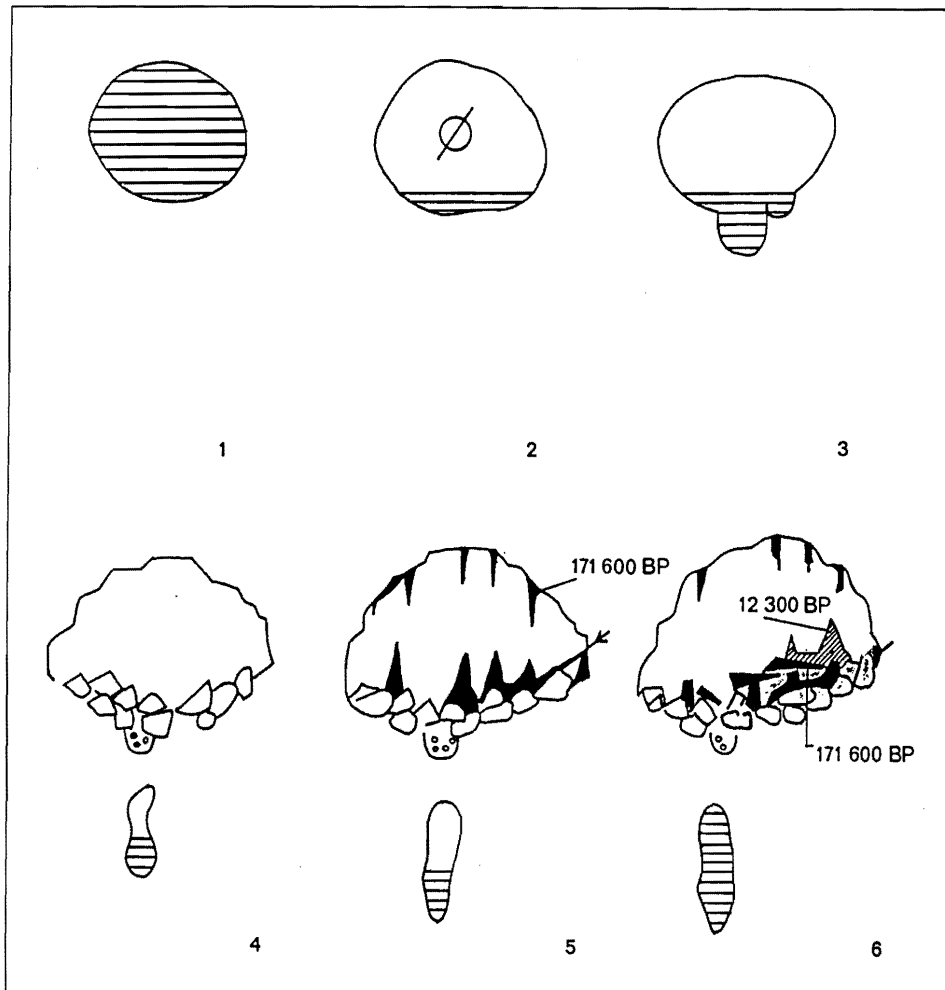
-2- Reconstitution spéléogénique

A partir de cette rapide description de Gournier, qui développe sur près de 17 km de réseaux, on peut proposer

Echant.	U (p.p.m.)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{234}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ t = 0	Âges (ka)
86106	0.138 (± 0.004)	1.009 (± 0.046)	0.179 (± 0.018)	34	1.009	21.3 (+2.5/-2.4)
86107 A	0.250 (± 0.004)	1.059 (± 0.022)	0.131 (± 0.014)	89	1.062	15.3 (± 1.8)
86107 B	0.285 (± 0.010)	1.055 (± 0.046)	0.085 (± 0.018)	grand	1.057	9.7 (± 2.1)
86122	0.101 (± 0.063)	2.623 (± 1.77)	0.206 (± 0.087)	grand	2.738	24.4 (+ 13.6/-10.9)
86108	0.152 (± 0.007)	0.992 (± 0.062)	0.143 (± 0.060)	8.7	0.992	16.8 (+7.9/-7.3)'
86029	0.335 (± 0.022)	1.164 (± 0.088)	0.932 (± 0.065)	24	1.328	247.0 (+141.7/55.3)
86031	1.857 (± 0.031)	1.058 (± 0.014)	1.053 (± 0.081)	grand	1.058	plus grand que 350
86133	0.185 (± 0.006)	1.139 (± 0.049)	0.877 (± 0.076)	42	1.248	207.6 (+ 81/-44.7)
94102 inf	0.139 (± 0.004)	1.039 (± 0.042)	0.069 (± 0.026)	4.0 ± 4.9	1.040	6.8 (+3.1/-3.0)
94102 sup	0.134 (± 0.003)	1.096 (± 0.029)	0.100 (± 0.008)	4.6 ± 0.8	1.099	11.4 (+10/-0.9)
94103	0.167 (± 0.003)	1.074 (± 0.021)	0.531 (± 0.073)	4.7 ± 1.4	1.093	81.3 (+18.1/-15.4)
94104	0.136 (± 0.005)	1.098 (± 0.051)	0.431 (± 0.025)	4.7 ± 1.4	1.116	60.6 (+60.2/-38.4)

Tableau II.3 - Résultats isotopiques et âge des concrétions stalagmitiques

86106 : Stalagmite de la salle de la Cathédrale (Chevaline) ; 86107 A et B : Colonne stalagmitique de Coufin touristique ; 86122 : Coulée stalagmitique dans un soutirage de Chevaline-Haute ; 86108 : Plancher stalagmitique de Balme Etrange ; 86029 : Plancher stalagmitique du ménadre des 4 (Chevaline) ; 86031 : Socle stalagmitique de Balme Etrange ; 86133 : Plancher stalagmitique du porche supérieur de Balme Rousse ; 94102 : Pré Létang - Plancher stalagmitique ; 94103 : Stalagmitique Pré Létang ; 94104 : Pré Létang - Plancher inférieur (base conduite forcée). Analyses réalisées par le CERA-K - Mons - Belgique.



**Figure II.46 - Evolution
spéléogénique
schématique de la
partie aval de la grotte
de Gournier**

les éléments de reconstitution spéléogénique suivants (Figure II.46).

L'agencement originel de cette cavité s'effectue en régime noyé, au moins en ce qui concerne sa partie aval. La morphologie initiale en conduite forcée visible en de rares endroits de la galerie fossile suggère un tel agencement. Ce drain *s.l.* qui s'agence exclusivement dans la masse calcaire urgonienne (Barrémien) et le long de la faille barrante de Gournier (tout au moins jusqu'au niveau de la Salle Chevalier), révèle l'existence d'une ancienne zone noyée qui se tenait aux alentours de 600-700 m d'altitude ;

Postérieurement à son agencement initial en zone noyée, la grosse galerie est parcourue par des écoulements à surface libre comme l'indiquent, dans la partie aval, les quelques marmites de géant et les remplissages détritiques d'origine fluviatile. Ce passage de la zone noyée à la zone vadosa de l'aquifère karstique apparaît bien antérieur au complexe du Riss ancien, puisque les plus anciens spéléothèmes datés se sont développés durant un interstade de ce complexe et reposent sur des chaos scellant les formes et formations fluviatiles (postérieures au dénoyage). Dans l'état actuel des témoins morphologiques, il est délicat de savoir, pour la partie-aval, si cette galerie a été parcourue par un cours d'eau pérenne ou si elle fonctionnait en trop plein du réseau actif

sous-jacent, comme on peut encore l'observer lors des très grosses crues à l'extrême aval de la galerie "fossile". La zone siphonnante du réseau inférieur est liée à un écroulement de la corniche urgonienne (recul de paroi ?) qui barre la base du porche d'entrée et derrière lequel s'est mis en charge le lac. Ce barrage chaotique a été de plus renforcé par les dépôts de tufs qui provoquent un exhaussement de l'exutoire. La totalité des écoulements de Gournier s'écoulent non pas au débouché du lac mais au pied du chaos de blocs, c'est-à-dire au niveau de la passerelle construite au dessus de ce cours d'eau.

Quoi qu'il en soit, on y observe un étagement de réseaux qu'on peut rapporter à une migration de l'exutoire vraisemblablement provoquée par un abaissement du talweg de la Bourne. C'est suite à cette migration que l'exutoire est devenu dépendant du niveau de base hauterivien (niveau de la passerelle). Il est intéressant de relever l'effet de l'érosion régressive entraînée par l'abaissement de l'exutoire : plus on s'éloigne de l'exutoire, moins l'étagement est important et il va jusqu'à disparaître en amont de +350 m. Au delà de cette cote, l'actif s'écoule ponctuellement dans le paléo-drain (galerie des Lyonnais, galerie du Chaos, salle des Burgondes, Sième Avenue). Il semble que l'actif quitte le paléodrain lorsque celui-ci présente une ondulation

ascendante et court-circuite alors celle-ci par un nouveau réseau méandriforme.

Il est enfin intéressant de relever, dans le cas de cette cavité, la relative dépendance du tracé du réseau inférieur vis-à-vis du paléo-drain. Cette dépendance doit son origine à une même cause : la faille barrante de Gournier.

Cette faille va directement influencer sur le tracé de l'actif comme elle a guidé antérieurement le paléodrain (Salle Chevalier-exutoire). Cette relative constance hydrogéologique du tronçon aval a répercuté en amont une relative stabilité de la structure de drainage endokarstique.

Cette double cause d'ordre structural et structurel a été vraisemblablement renforcée par une autre cause d'ordre hydro-dynamique : la vitesse de migration de l'exutoire. Celle-ci a dû être rapide si on se réfère aux morphologies méandriformes ou de type canyon du réseau inférieur, ainsi qu'au positionnement des affluents. La nette prédominance de morphologies liées à un écoulement à surface libre (rarissimes morphologies en régime noyé au sommet des méandres) suggère un abaissement rapide du niveau de base karstique et/ou une absence de contraintes hydrogéologiques en aval. Plus révélatrice est la position des affluents. En dehors de l'affluent des Parisiens, ceux-ci débouchent pratiquement tous en rive gauche conformément au dispositif structural (retombée occidentale de l'anticlinal) ; par contre, plus curieux est le fait que ceux-ci débouchent tous au niveau du paléodrain et non au niveau de l'actif actuel ; même dans la partie amont où ces deux niveaux se confondent, on relève que les affluents ne se connectent jamais aux "shunts" méandriformes. Cette permanence, quel que soit le contexte litho-stratigraphique, apparaît révélatrice d'une migration rapide de l'exutoire, à laquelle n'ont pu répondre les affluents de moindre puissance.

Seule exception à cette organisation endokarstique particulière des réseaux affluents : ce sont les très probables affluents qui rejoignent Gournier à l'extrême-aval du système (secteur siphonnant). En effet, plusieurs campagnes de jaugeage du débit de la rivière de Gournier ont mis en évidence un accroissement notable de celui-ci entre le 1er accès et la passerelle (un accroissement de l'ordre d'1/4 en régime moyen et de près 1/2 en étiage !).

En conclusion, on peut retenir les étapes spéléogéniques suivantes pour le "système" de Gournier :

- mise en place d'un drain dans la masse urgonienne dont l'agencement s'est réalisé, au moins pour la partie aval en régime noyé ;
- une migration rapide de l'exutoire qui entraîne un étagement de réseaux dans la partie aval du système ; en amont, compte-tenu de l'érosion régressive, cet étagement n'est que partiel ;
- cette migration s'est réalisée au plus tard lors de la première moitié du Pléistocène moyen ;
- dès lors, le système de Gournier est dépendant du niveau de base hauterivien et reste perché au dessus de l'incision de la Bourne.

3.2.1.2. Le "système" Coufin-Chevaline

Nous avons associé ces deux cavités car elles possèdent de nombreuses communications entre-elles (galerie de Jonction, Rivière suspendue-Affluent St Jeannais, Cathédrale-Serpentine) et des paléo-réseaux communs (la Grosse Galerie) (Figure II.47).

Ce système, qui développe actuellement plus de 29 km de réseaux pour un dénivelé de +380 m dans Chevaline (Affluent de la Montre) et de +411 m dans Coufin (Galerie des Ours), se caractérise comme pour Gournier par un étagement de réseaux. Cependant, cet étagement apparaît plus complexe car il concerne plusieurs niveaux de galeries sur plus de 100 m de dénivelé.

Dans un premier temps, sont présentés les traits morphospéléologiques de ce système en commençant par les réseaux actifs puis en abordant les réseaux perchés, et dans un second temps, une première reconstitution spéléogénique sera proposée.

-1- Les réseaux actifs de Coufin-Chevaline

Le système de Coufin-Chevaline est drainé par deux circulations majeures globalement parallèles (NNE-SSW) dont le tracé est perpendiculaire à la retombée occidentale de l'anticlinal des Coulmes (WNW-ESE) et apparemment dépendant du pendage généralisé des Coulmes vers le SSW.

Dans l'état actuel de connaissance des réseaux spéléologiques de ce système, celui-ci apparaît limité vers l'est par la faille des Abissets-barrage de Choranche. C'est le long de cet accident légèrement chevauchant que bute le terminus de Chevaline-haute et que se développe (sans le franchir) l'amont du méandre Corbel (Coufin)... C'est cette même faille qui guide le système de Gournier entre le grand Chaos et l'Affluent des Lyonnais.

Les réseaux actifs de Coufin et de Chevaline présentent un agencement globalement similaire d'aval en amont. Ils débutent par des tronçons siphonnants plus ou moins développés (moins Coufin que Chevaline) et plus ou moins perchés au dessus de l'exutoire (plus Coufin que Chevaline). En amont de ces tronçons, les réseaux deviennent tant dans Coufin que Chevaline relativement pentus et passent à des sections méandriformes entrecoupées de puits cascadians. En amont de la galerie de Jonction qu'ils recoupent à l'emporte pièce, ils présentent de nouveau une forte déclivité : cascades de la Douche et Roland pour Chevaline-haute et parcours cascade du ruisseau "principal" de Coufin, jusqu'à son terminus actuel (+237 m) et de son affluent du Grand Dôme. On relève ici le cas particulier du méandre Corbel, affluent du ruisseau de Coufin, qui présente au contraire une faible déclivité (moins de 100 m de dénivelé pour 1,5 Km de développement : 7,5 %). De plus, ce réseau possède une morphologie disproportionnée vis-à-vis des écoulements qui le parcourent : large galerie de 4 m, haute d'une quarantaine de mètres et au tracé rectiligne. Une autre particularité de Coufin est l'affluent des Valentinois qui se raccorde directement et avec une faible déclivité à

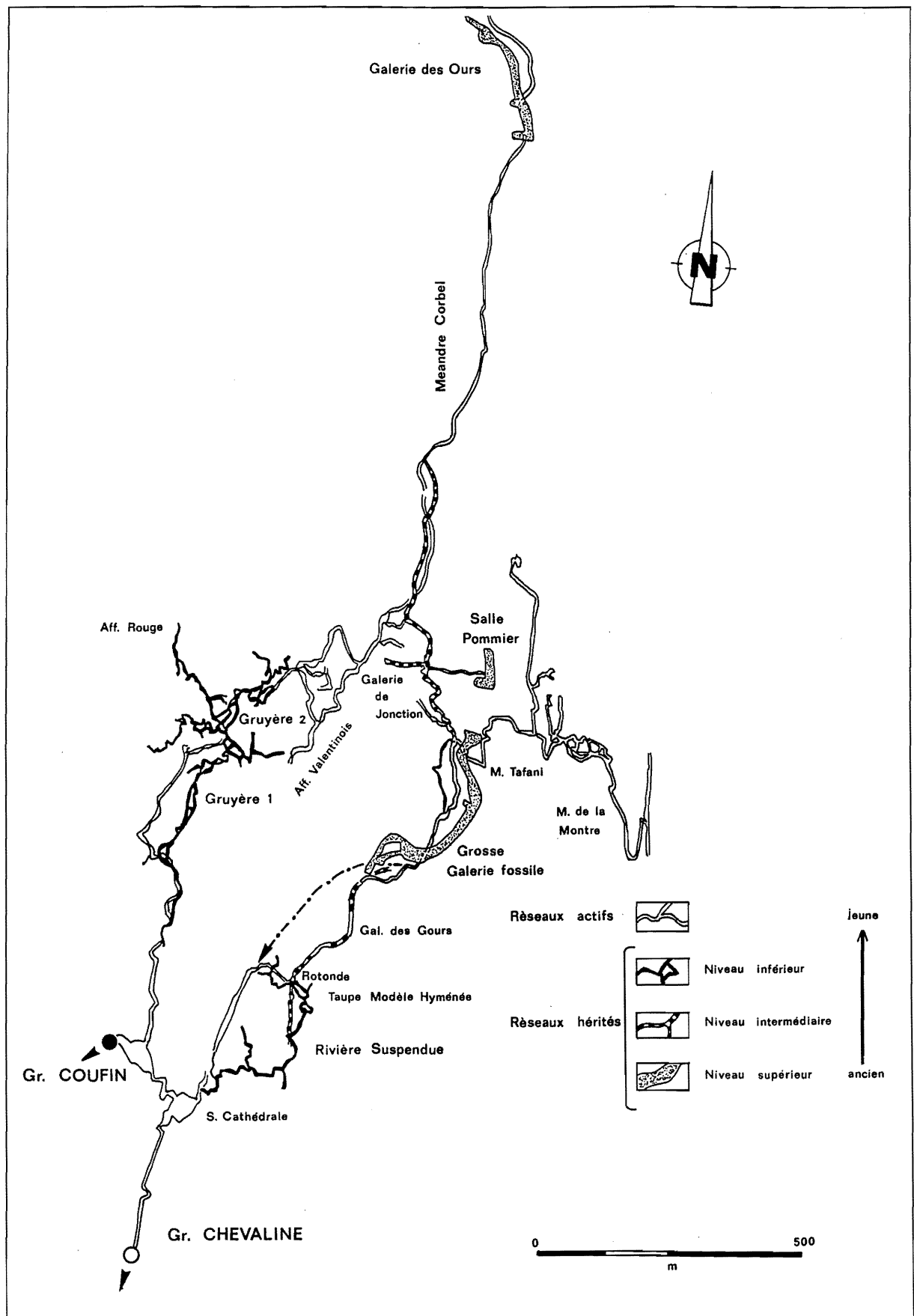


Figure II.47 - Cartographie spéléogénique simplifiée de Coufin-Chevaline

la zone siphonnante.

Il est intéressant de relever qu'hormis l'affluent glaiseux (S-N) de Coufin, l'ensemble des affluents de ce système a un développement soit N-S conformément au pendage généralisé des Coulmes (affluents Valentinois, Rouge, Corbel, des Gours, Merdique, de l'escalade...), soit E-W conformément au pendage de la retombée occidentale de l'anticlinal des Coulmes (affluents St Jeannais, Bonheur Parfait, Montre...) comme dans le cas de Gournier.

Contrairement à Gournier, les réseaux actifs de Coufin et de Chevaline se caractérisent par un important concrétionnement, notamment au niveau des parcours cascadants. De plus en dehors du puissant concrétionnement actuel, ces réseaux possèdent différentes générations de plancher stalagmitique qui scellent du matériel alluvial (sables et galets calcaires). Les datations réalisées sur ces formations carbonatées donnent les âges suivants : 164 900 B.P. (+56 800, - 34 000) et 209 900 B.P. (+ 62 000, - 56 000) pour le méandre de Coufin, 169 000 B.P. pour la cascade Roland et 250 000 B.P. (+147 000, - 56 600) pour le méandre des 4 qui constituait le terme-aval de Chevaline Haute avant la capture par le méandre Tafani (Figure II.48). Ces datations montrent que le creusement de ces réseaux est bien antérieur à l'interglaciaire Riss I-Riss

II, étant donné que plusieurs planchers sont contemporains de cet interglaciaire et qu'ils se sont déposés dans le 1/3 inférieur de ces galeries méandriformes. On relève également que ces planchers se sont agencés durant les optima pléistocènes alors que le creusement du bed-rock apparaît contemporain des péjorations climatiques : ce creusement peut être estimé de l'ordre de 2 cm/millénaire (Figure II.49).

Si on s'intéresse à l'extrême aval de ces réseaux (partie touristique des grottes de Choranche), on constate que celles-ci avaient globalement leur morphologie actuelle dès le Tardiglaciaire. Les datations des colonnes de la galerie de Coufin et des stalagmites scellant l'éboulis de la salle de la Cathédrale s'échelonnent entre 21 300 et 9 700 B.P. (Figure II.49).

-2- Un étagement de réseaux "fossiles"

Le système de Coufin-Chevaline se caractérise par plusieurs niveaux de réseaux "fossiles" qui peuvent être ponctuellement empruntés par des écoulements se raccordant aux réseaux actifs sous-jacents (Figure II.50).

Le niveau inférieur est celui qui permet de court-circuiter spéléologiquement les tronçons siphonnants des réseaux inférieurs. Il s'agit pour Coufin, des Gruyères 1, 2

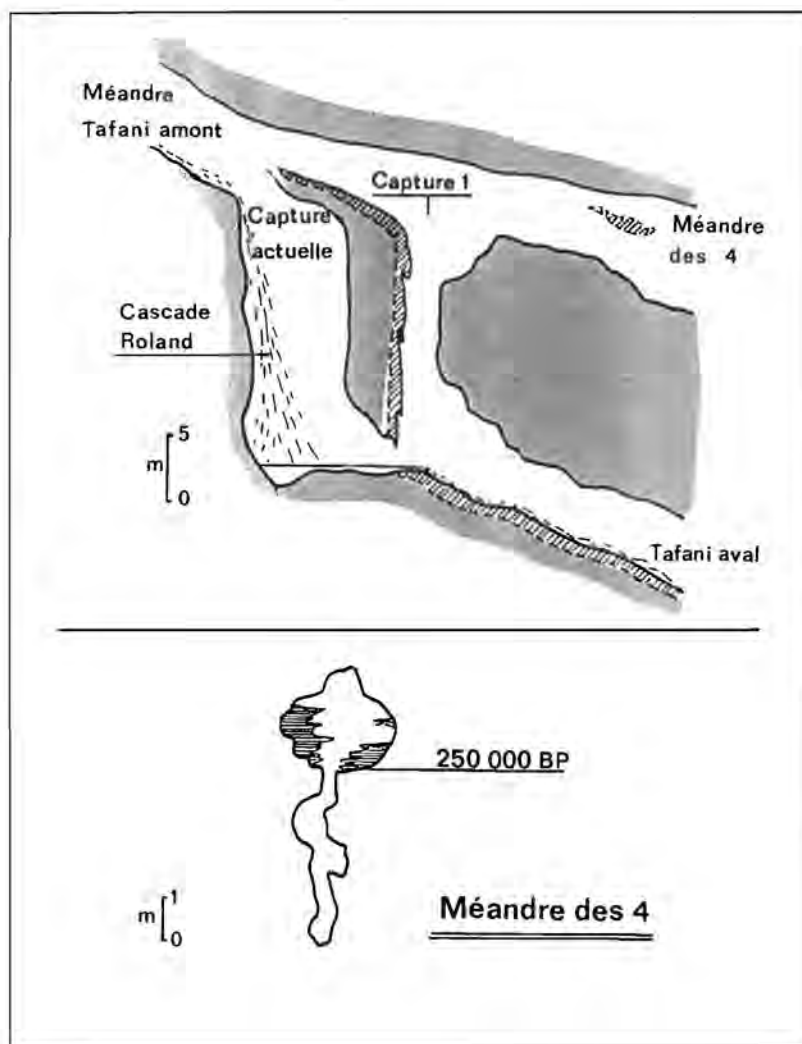


Figure II.48 - Coupes de la cascade Roland et du Méandre des 4 : position des planchers datés par le géochronomètre U/Th

Au niveau de la cascade Roland (+ 248 m), l'étude montre qu'avant sa capture par cette cascade, le réseau souterrain (Méandre Tafani) se raccordait initialement au Méandre des 4. Cette dernière galerie, aujourd'hui non-fonctionnelle, se profile en trou de serrure. La conduite forcée originelle a été partiellement colmatée par des dépôts stalagmitiques avant d'être recreusée et surcreusée en méandre.

Figure II.49 - Coupe
des réseaux
inférieurs de Coufin-
Chevaline et
situation des dépôts
datés par le
géochronomètre
U/Th

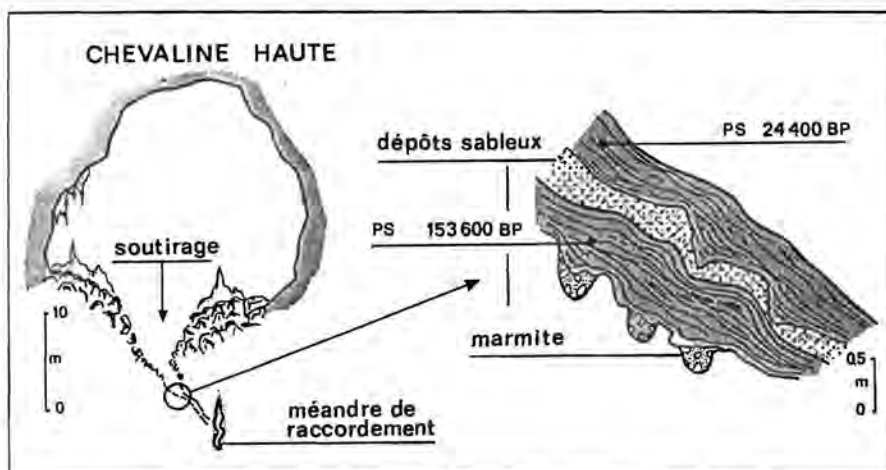
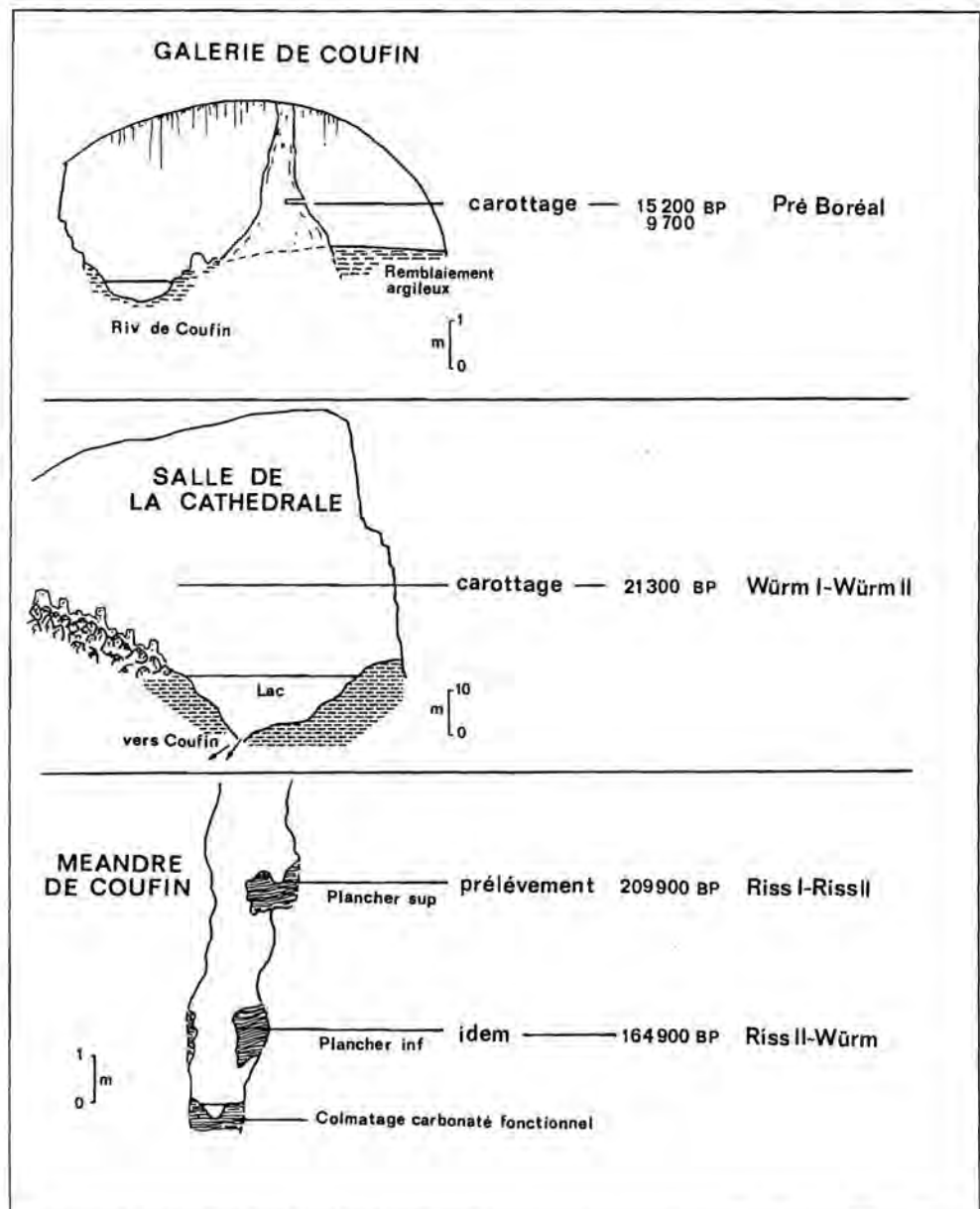


Figure II.50 - Chevaline
haute et les réseaux sous-
jacent de raccordement :
situation des dépôts datés
par le géochronomètre U/Th
et coupe détaillée des
remplissages sous-jacents

et 3 et pour Chevaline du réseau de la Rivière suspendue.

Les Gruyères 1, 2 et 3 correspondent, en fait, à un même réseau labyrinthique d'anciennes conduites forcées aux parois déchiquetées et dont le plancher a été localement surcreusé par des marmites de géants. Les galeries de ce complexe qui développent plus de 6 km, se caractérisent par un maillage orthoclinal qui exploite les joints de strates (E-W- et le réseau de fractures parallèles aux grands accidents subméridiens (NNE-SSW).

On retrouve une organisation similaire au niveau du réseau de la Rivière suspendue ; ici le système apparaît plus colmaté et moins surcreusé.

Relevons que les Gruyères 1, 2, et 3 et le réseau de la Rivière suspendue se développent globalement au même niveau (640-630 m).

Le niveau intermédiaire. Deux entités semblent appartenir à ce niveau : la galerie de Jonction et l'ensemble Hyménée-Gours-Taupé Modèle.

La galerie de Jonction au développement oblique (NNW-SSE) est recoupée par les actifs de Coufin et de Chevaline qu'elle domine d'une vingtaine de mètres. Tout un ensemble de galeries semblent confluer vers cette galerie : la galerie du Magret, le système "deltaïque" de Pommier inférieur, les galeries E5, C4, 44 ainsi que le Valdrôme. Cet ensemble de réseaux connexes est à l'origine du caractère labyrinthique qu'on rencontre entre 220 et 198 m et pour lequel il est difficile de saisir la morphologie originelle et le fonctionnement initial. Les seuls indices morphogéniques dont on dispose sont : un concrétionnement sénile de type "choux-fleurs" et des placages argileux qui indiquent d'anciennes mises en charge de ce réseau et des surcreusements localisés par des marmites de géants. La confluence de nombreux réseaux semble suggérer que cette galerie est un ancien "noeud" dans l'organisation du drainage endokarstique.

L'ensemble Hyménée-Gours-Taupé Modèle semble répondre à une autre logique : il correspond à une galerie relativement rectiligne présentant une faible déclivité (d'environ 7%) et se développant entre +170 et +110 m. Vers l'aval, il domine d'une trentaine de mètres le réseau de la Rivière suspendue. Cet ancien niveau perché se caractérise par d'importants remplissages carbonatés et par d'épais colmatages argileux brunâtres. Il a été localement surcreusé par un affluent (affluent des Gours) qui s'est raccordé, dans un premier temps, à la salle de la Rotonde (+ 92 m) qui constitue l'accès au réseau de la Rivière suspendue ; cet affluent a ensuite creusé un méandre de raccordement, pour confluer avec l'actif de Chevaline situé une quarantaine de mètres en contrebas de la salle de la Rotonde.

Le niveau supérieur. La pièce maîtresse de ce niveau supérieur correspond à la "grosse galerie fossile" (+312/+252 m) qui se développe à plus de 100 m au dessus des actifs de Coufin et de Chevaline. Cette galerie de 12 à 20 m de large et de 15 à 25 m de hauteur, qu'on

peut suivre sur plus de 800 m, présente en de rares endroits une topographie en conduite forcée recouverte par un enduit argileux rougeâtre. Cette morphologie a en grande partie disparu sous l'effet des processus de détente mécanique et sans doute de rejeux tectoniques (J.J. Delannoy, 1981). Le plancher chaotique qui découle de ces processus, est, soit scellé par des édifices stalagmitiques (dont les plus anciens sont supérieurs à 350 000 B.P.), soit affecté par de profonds entonnoirs de soutirage (8 à 15 m). Ces soutirages sont liés à des ruissellements recoupant à l'emporte pièce ce paléo-drain et se raccordant en contrebas aux actifs. L'étude des méandres de raccordement est instructive car ils contiennent des remplissages détritiques provenant de la "grosse galerie fossile", mais qui y sont difficilement observables du fait des amas de blocs et/ou des édifices stalagmitiques les recouvrant. De plus, ces méandres contiennent des planchers stalagmitiques permettant de caler leur fonctionnement. Les datations des planchers stalagmitiques montrent que l'agencement de ces méandres, et donc des soutirages, est bien antérieur au Pléistocène récent (Figure II.50).

Les remplissages détritiques contenus dans ces méandres se caractérisent par des sédiments sablo-gréseux grossiers et par des lits graveleux. L'analyse pétrographique de ce matériel met en évidence une prédominance d'éléments quartzeux rappelant les racines d'altération présentes dans la partie sommitale des Coulmes (*supra*) ainsi que des éléments siliceux très bien roulés, provenant de la molasse miocène dont des radiolarites. La présence de ce matériel molassique dans cette galerie, certes en faible proportion, est étonnante car les différentes couvertures superficielles des Coulmes ayant été analysées (analyse pétrographique et minéraux lourds), ne contiennent pas de matériel provenant du Miocène. On retrouve une composition pétrographique identique (calcaires urgoniens, quartz provenant du Crétacé supérieur et éléments molassiques) dans les remplissages présents dans un autre tronçon de ce paléo-drain : la salle Pommier-Coulon située à moins de 100 m du terminus amont de la "grosse galerie fossile" ; un colmatage stalagmitique (amont de la grosse galerie) et déritique (à l'aval de la salle Coulon) isole ces deux tronçons appartenant au même paléodrain. En amont du tronçon Pommier-Coulon, on retrouve en place le remplissage sablo-graveleux qui présente une structure litée et sur lequel repose un colmatage clastique laissant filtrer un courant d'air (B. Oyhançabal, 1995).

Si on prolonge vers l'amont l'axe "grosse galerie fossile"-"salle Pommier-Coulon", en tenant compte de la faille chevauchante des Abissets-barrage de Choranche, on rencontre un autre tronçon de grosse galerie perchée à un peu plus de 100 mètres du méandre Corbel : la galerie des Ours (+403/+411 m) (Figures II.24 et II.47). Cette galerie de volume comparable aux éléments antérieurs se caractérise par un puissant concrétionnement qui masque totalement le plancher sous-jacent. Celui-ci n'est que

partiellement visible au niveau du soutirage donnant sur le méandre-puits se raccordant au méandre Corbel. Les plus vieux sédiments carbonatés présents dans ce méandre de raccordement sont antérieurs à 350 000 B.P. ; d'autres coulées datent de 230 000 et de 120 000 B.P.. On relève dans cette paléo-galerie perchée un cimetière d'Ours dont les squelettes sont recouverts de calcite blanchâtre datée de l'Eémien. La présence de ces Ours anté-émiens met en évidence une ancienne relation avec l'extérieur, "aujourd'hui" colmatée par une trémie calcifiée. Si on prolonge cette paléo-galerie vers l'amont, en prenant en compte la faille des Abissets et sa pente longitudinale antérieure (6,5 %), celle-ci devrait être recoupée 600 à 700 m plus en amont par la combe de Ravassière. Il est intéressant de relever que ce prolongement hypothétique du paléo-drain de Coufin-Chevaline est à l'aplomb de Gourmier (Affluent des Lyonnais-Galerie du Chaos).

-3- L'évolution spéléogénique de Coufin-Chevaline

A partir de cette description spéléomorphologique du "système" de Coufin-Chevaline, on peut faire ressortir les traits spéléogéniques suivants :

-1- la mise en place d'une ancienne structure de drainage endokarstique dont les témoins, aujourd'hui perchés à plus de 100 m au dessus des réseaux actifs, correspondent aux tronçons de la galerie des Ours, de la salle Pommier-Coulon, et de la Grosse Galerie Fossile. Seule cette dernière a conservé en de rares endroits sa morphologie initiale en conduite forcée qui révèle l'existence d'une zone noyée, au moins dans la partie-aval de cette paléo-structure souterraine ; zone noyée qui ne peut être envisagée que dans un contexte géomorphologique différent de l'Actuel, et en présence d'une Bourne située au moins 450 m plus haut que son talweg actuel.

Le caractère très ancien de cette structure endokarstique est attesté en amont par son recoupement par la surface topographique : seule explication à la présence d'un cimetière d'Ours. Cette paléo-structure ne peut aller en amont au delà de la combe de Ravassière qui se raccorde au "paléo-poljé" de Presles (replat de l'Amandière-Grier). Le terme aval de ce paléo-drain doit inmanquablement déboucher en paroi des Rochers de Presles qui couronnent le cirque de Choranche. Situé à 735 m d'altitude et perché à plus de 60 mètres de la base des Roches de Presles, le Trou Cambuse peut appartenir à cette paléo-structure endokarstique (Figure II.51). En dehors de l'argumentation topographique, les remplissages sableux présents⁽¹⁾ au fond de ce porche colmaté présentent une composition pétrographique similaire à celle du paléo-drain ; ce paléo-drain ayant été emprunté (contemporainement ou postérieurement ?) par des écoulements charriant du matériel détritique dont une part a pour origine la couverture d'altération riche en

quartz et une autre part le Miocène. Il reste à définir la cause de la présence du Miocène dans le karst souterrain alors qu'il n'a apparemment pas recouvert le massif des Coulmes.

-2- La migration des écoulements depuis cette paléo-structure jusqu'à leur niveau actuel s'est réalisée au moins en trois étapes appréhendables, au niveau de l'endokarst.

Le réseau qui semble consécutif à la première phase de migration est "l'ensemble Hyménée-Gours-Taupe Modèle" qui se développe dans la masse urgonienne une centaine de mètres en dessous du paléo-drain et à l'aplomb de celui-ci. La morphologie de ce court tronçon de réseau met juste en évidence un agencement à surface libre (surcreusement en régime vadoso du paléo-drain ?).

Une des prolongations possibles de ce réseau est la grotte de Balme Étrange qui débouche dans le cirque de Choranche à une vingtaine de mètres au dessus de la base des Rochers de Presles. La seule argumentation dont nous disposons est d'ordre topographique : si on maintient la pente de 13% de ce réseau souterrain, celui-ci devrait déboucher en "falaise" vers 625 m ; Balme Étrange s'ouvre à 640 m et se situe globalement dans l'axe de ce réseau perché (Figure II.52). Un autre fait semble conforter cette relation hypothétique. Si la migration des écoulements endokarstiques a été entraînée par un enfoncement de la Bourne, il est logique que l'exutoire se soit déplacé vers l'ouest conformément au pendage des couches (retombée anticlinale) : or, Balme Étrange se situe à l'ouest et en contrebas du Trou de Cambuse. Si ces deux cavités appartiennent aux paléo-structures de Coufin-Chevaline, elles correspondent à des galeries ayant été recoupées par le recul du cirque de Choranche : les exutoires devant se situer plus en aval (Figure II.53).

Les réseaux consécutifs de la seconde migration du drainage endokarstique correspondent au "système Gruyères-Rivière suspendue". Ce système s'agence en un réseau labyrinthique de petites conduites forcées qui révèle l'existence d'une zone noyée développée dans la partie basale du Barrémien aux alentours de +50 à +80 m par rapport aux entrées actuelles.

Au niveau de la Chevaline, on rattache à cette migration le surcreusement de la galerie des Gours (dans laquelle on chemine actuellement), qui se raccordait alors à la zone noyée au niveau de la Rivière suspendue-Rotonde. Dans ce cas et à ce niveau, on peut estimer un abaissement d'une quarantaine de mètres de la structure de drainage.

Les réseaux actifs actuels sont les témoins d'une troisième phase de migration des écoulements endokarstiques, qui ont pour la "première fois" comme niveau de base les assises hauteriviennes. Cette migration

(1) Sédiments ayant été prélevés par B. Oyhanchabal

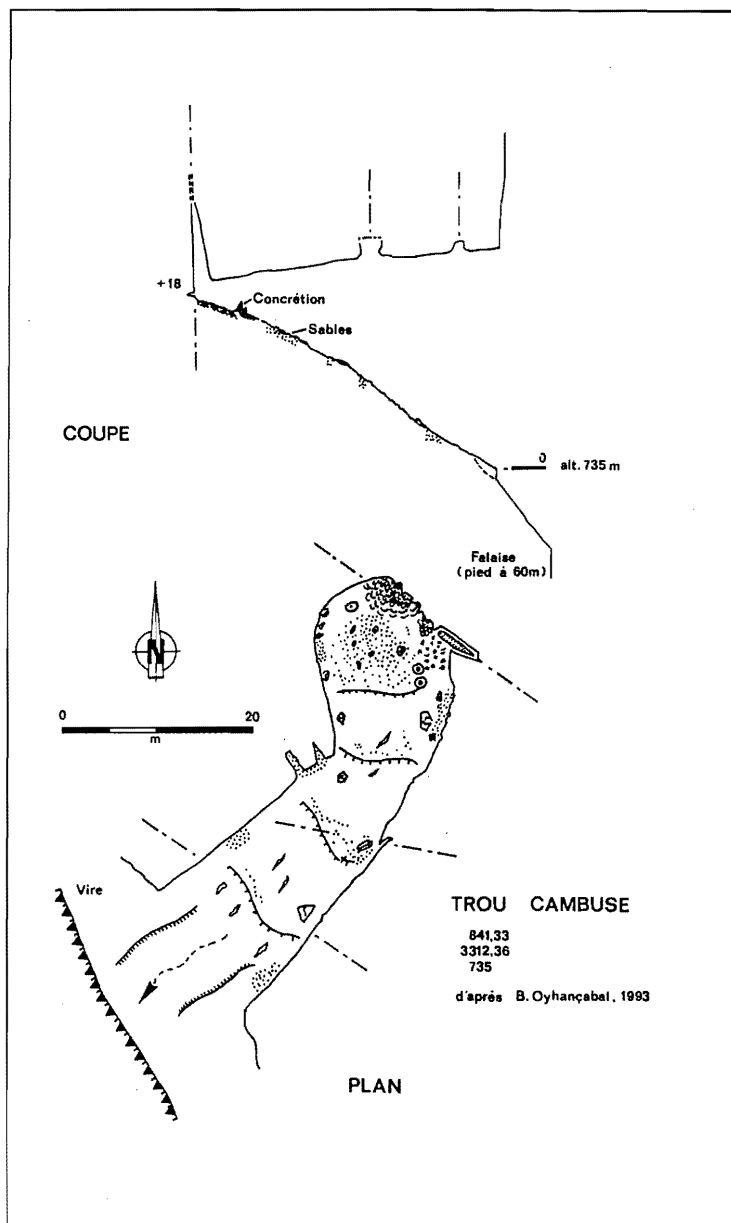


Figure II.51 - Carte spéléomorphologique simplifiée du Trou Cambuse

a entraîné le dénoyage des Gruyères-Rivière suspendue et l'agencement de réseaux inférieurs soit méandriformes, soit siphonnants en fonction de la configuration de la structure de drainage. Dans Chevaline, on rapporte à cette migration, le creusement initial de la galerie raccordant la salle de la Rotonde aux siphons-aval de Chevaline, puis dans un second temps, la perte de l'actif de Chevaline (vers +151m) qui s'écoule dès lors sous la galerie des Gours où s'est maintenu un écoulement affluent responsable de la construction des gours.

Le niveau de base de cette nouvelle structure est "l'exutoire" de Coufin, vers lequel une grand part des eaux de Chevaline se dirige *via*, entre-autres, les soutirages à partir du lac de la Cathédrale.

Cette migration est antérieure à l'interglaciaire Riss I-Riss II, comme en témoignent les concrétions contemporaines de cet optimum climatique et présentes dans cette structure de drainage.

C'est donc un abaissement du drainage karstique

d'environ 150 m qui a été enregistré dans l'endokarst. Cet abaissement, provoqué par l'encaissement de la Bourne, s'est accompagné d'une migration de l'axe de drainage et du point d'émergence vers l'Ouest conformément au pendage de la retombée anticlinale des Coulmes.

3.2.2. L'approche systémique : la perspective d'un seul système endokarstique

Nous avons précédemment dissocié l'étude des grottes de Gournier, de Coufin et de Chevaline afin de présenter leurs spécificités spéléomorphologiques et bâtir leur canevas spéléogénique. Ces canevas spéléogéniques n'ont d'intérêt que s'ils sont confrontés, étant donné la proximité géographique de ces réseaux spéléologiques qui appartiennent à une même entité karstique (la retombée occidentale de l'anticlinal des Coulmes limitée à l'ouest par la faille de Gournier) et qui dépendent des mêmes paramètres externes (la Bourne et le contexte

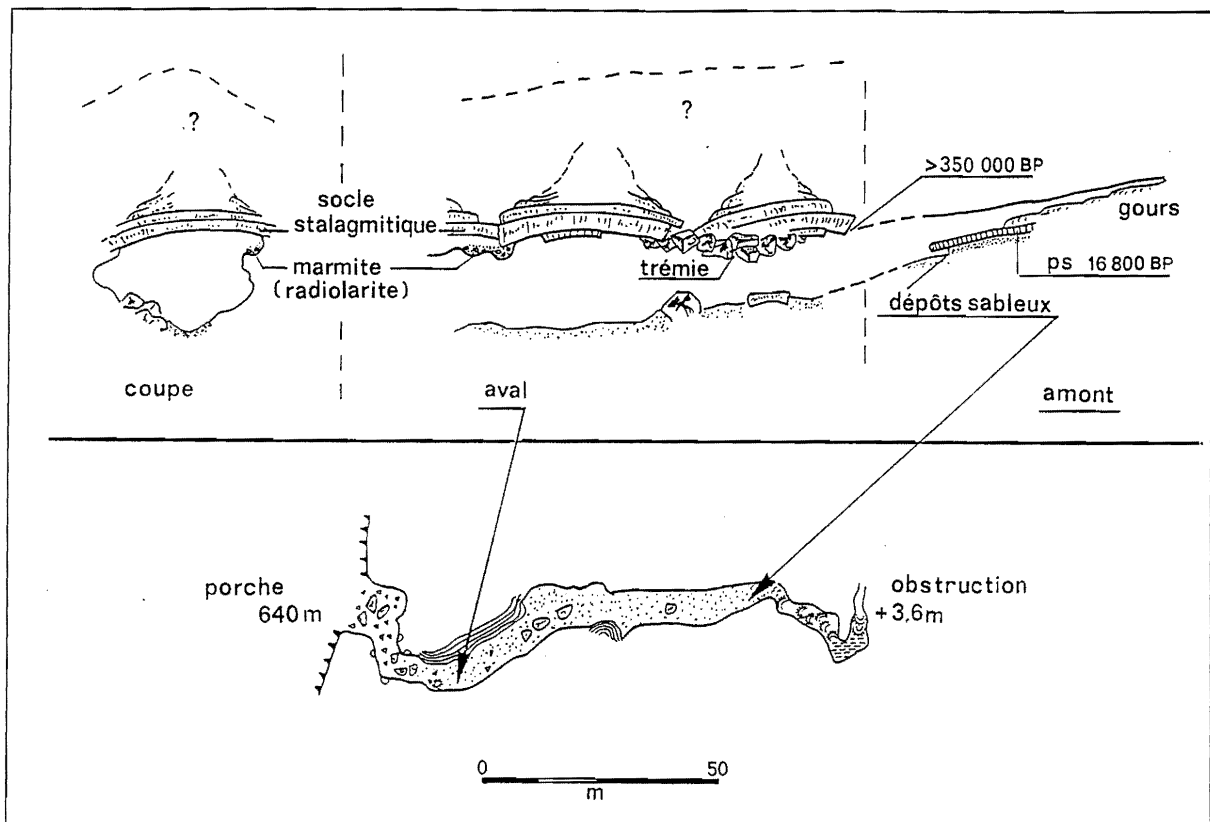


Figure II.52 - Coupe et Plan de Balme Etrange (Cirque de Choranche) : situation des spéléothèmes datés par le géochronomètre U/Th

environnemental) et internes (substratum hauterivien).

L'objet de cette partie est donc de ne plus travailler à l'échelle de la cavité mais de concevoir cette entité karstique comme un système *s.s.* karstique parcouru par des circulations et par des réseaux spéléologiques qui répondaient et répondent à des logiques hydrodynamiques que nous allons tenter de cerner. Afin de mener à bien cette approche, il est en principe nécessaire de considérer que l'ensemble des grottes de Choranche appartiennent à un même système et non pas à des entités hydrogéologiques différentes, dont on a bien du mal (et pour cause) à définir les limites, à la fois hydrogéologique et spéléogénique. Pour illustrer le problème de ces limites : où est la limite entre le méandre Corbel et la galerie amont de Gournier ? Qu'en était-il de Gournier lorsque le paléo-drain supérieur de "Coufin-Chevaline" surmontait la galerie amont de Gournier ? Ce paléo-drain appartient-il à Gournier, à Coufin ou à Chevaline ? etc.... C'est donc une relecture endokarstique que nous proposons ici avec pour référents le système karstique tel que nous l'avons défini dans le Livre I et les événements mis en avant dans les canevas spéléogéniques ; c'est pourquoi nous ne développerons pas une nouvelle fois les argumentations concernant telle ou telle dynamique endokarstique ou relations entre tel ou tel réseau, telle ou telle phase spéléogénique....

Nous allons développer l'essentiel de notre raisonnement sur la partie aval du système de Choranche compte-tenu que c'est à ce niveau qu'on distingue mieux la migration de la structure de drainage (Figure II.54).

a) En dehors des paléo-structures décapitées ou recoupées par la surface topographique, le plus ancien témoin d'une structure endokarstique est le paléo-drain supérieur (Grosse Galerie fossile-salle Pommier-Coulon-galerie des Ours) qui est commun aux trois cavités comme en témoigne son prolongement-amont au dessus de la galerie-amont de Gournier (Affluent des Lyonnais-Grand Chaos) (Figure II.24).

L'organisation spatiale du paléo-drain supérieur est conditionnée par plusieurs paramètres :

- vers l'aval, par un paléo-talweg de la Bourne qui devait se situer vers 750-850 m d'altitude, soit 450 à 500 m au dessus du fond des gorges actuelles ;
- dans la masse carbonatée, par le niveau inférieur à Orbitolines sur lequel est plus ou moins calqué le paléo-drain ; niveau qui conformément au pendage généralisé des Coulmes se relève progressivement vers le nord, tout comme le paléodrain.
- par le dispositif tectonique et plus particulièrement vers l'amont par la faille chevauchante des Abissets qui relève le bloc oriental et, du même coup, le niveau à Orbitolines qui fait alors effet de barrage, tout au moins dans le secteur compris entre Reziron et les Abissets. De

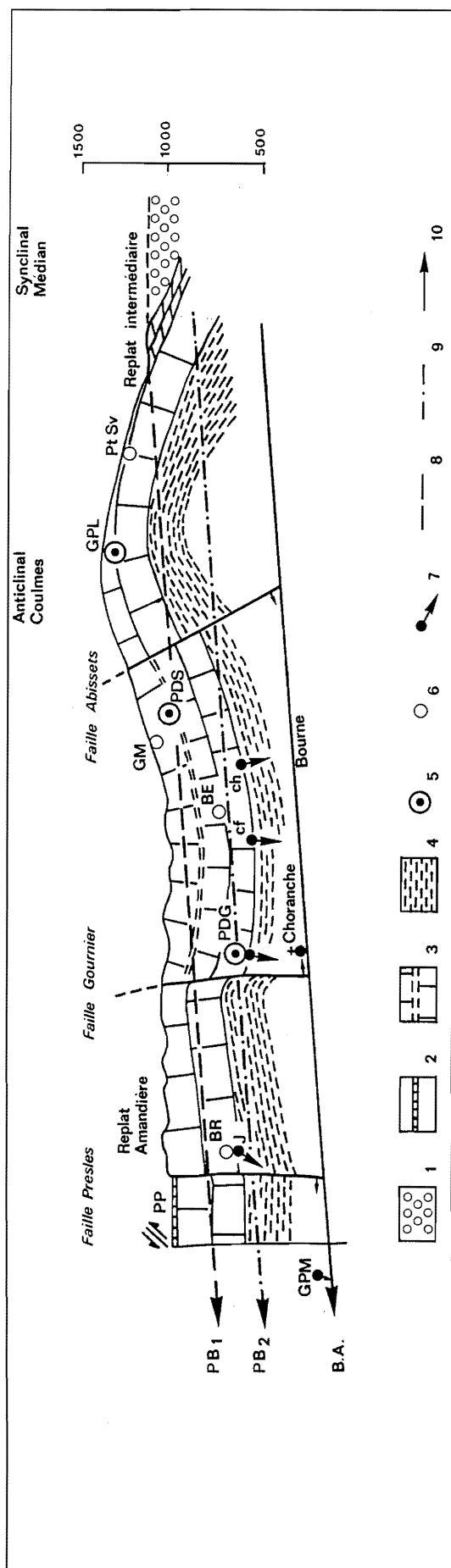


Figure II.53 - Distribution spatio-temporelle des paléo-drains et des circulations actuelles du système karstique de Choranche

1 : Molasse miocène ; 2 : Lumachelle ; 3 : Ensemble barréno-bédoulien (le niveau à Orbitolines est matérialisé par un double trait) ; 4 : Substratum hauterivien ; 5 : Les paléo-drains ; G.P.L. : grotte de Pré Léung ; P.D.S. : Paléo-drain supérieur (grosse galerie de Couffin-Chevaline) ; P.D.G. : Paléo-drain de Gournier ; 6 : Cavités héritées ; Pt Sv : Pot Siva ; G.M. : Grotte de Marignat ; B.E. : Balme Etrange ; B.R. : Balme Rousse ; 7 : Exutoires actuels ; P.D.G. : Gournier ; Cf : Couffin ; Ch : Chevaline ; J : Jaliffier ; 8 : Paléo-Bourne supérieure (PB1) ; 9 : Paléo-Bourne intermédiaire (PB2) ; 10 : Tabweg actuel de la Bourne (BA).

plus, il est nécessaire de rappeler l'existence du paléochenal à Orbitolines (le Fâ-Rochers de Ferrière-Col Vert) responsable d'un net épaissement de ce niveau marneux ; or ce paléochenal court à l'est de la faille des Abissets.

C'est donc au contact de ce niveau de base lithologique relatif et du niveau de base hydrographique que s'est positionné l'exutoire de cette paléostructure de drainage karstique.

b) Le second paléo-drain visible à partir des réseaux spéléologiques est la galerie de Gournier. Cet ancien drain est l'expression d'une redistribution du drainage karstique entraînée par une migration de l'exutoire, elle-même provoquée par l'enfoncement de la Bourne. Cet enfoncement jusqu'à une cote altitudinale approximative de 650 m, entraîne une migration de l'exutoire vers l'ouest, conformément au pendage de la retombée occidentale de l'anticlinal des Coulmes ; exutoire qui va se caler contre la faille barrante de Gournier.

On rapporte à ce paléo-drain, les réseaux des Gruyères (de Couffin) et de la Rivière suspendue (de Chevaline) qui correspondent vraisemblablement aux systèmes-annexes de la zone noyée de cette ancienne structure endokarstique. Ces réseaux présentent, en effet, un maillage labyrinthe de conduits de modestes dimensions en conduite forcée, qui se développent à la même altitude que le drain (Gournier) : 645-650 m. On retrouve très bien ce maillage de petites conduites forcées au plafond de la partie touristique de la grotte de Couffin qui appartenaient, elles-aussi, aux systèmes-annexes de Gournier. Ces systèmes annexes collectaient partiellement les écoulements du flanc occidental des Coulmes et ceux qui empruntent la paléo-structure antérieure (paléo-drain supérieur), d'où la persistance d'écoulements subméridiens se raccordant à ces structures annexes dans la partie orientale du système.

Dans cette reconstitution, se pose l'agencement des réseaux comme le Méandre Corbel, la galerie de Jonction et l'ensemble Hyménée-Gours-Taupe Modèle-Balme Étrange. Sont-ils contemporains d'une paléostructure intermédiaire ? Sont-ils l'expression d'un creusement contemporain de la migration de l'exutoire entre le paléo-niveau supérieur et le paléo-niveau de Gournier ? Dans ce dernier cas, il exprimerait un enfoncement rapide de la Bourne. Dans l'état actuel de nos connaissances, nous n'avons pas de réponse argumentée. Ce qui est clair, par contre, c'est qu'ils ne s'inscrivent pas dans la logique d'écoulement des structures sus et sous-jacentes.

c) La troisième étape visible dans le paysage endokarstique est le dernier abaissement de l'exutoire qui devient dès lors dépendant du niveau de base hauterivien. Ce nouvel abaissement n'entraîne pas une migration latérale de l'exutoire étant donné que celui-ci est bloqué par la faille de Gournier. La structure de drainage de

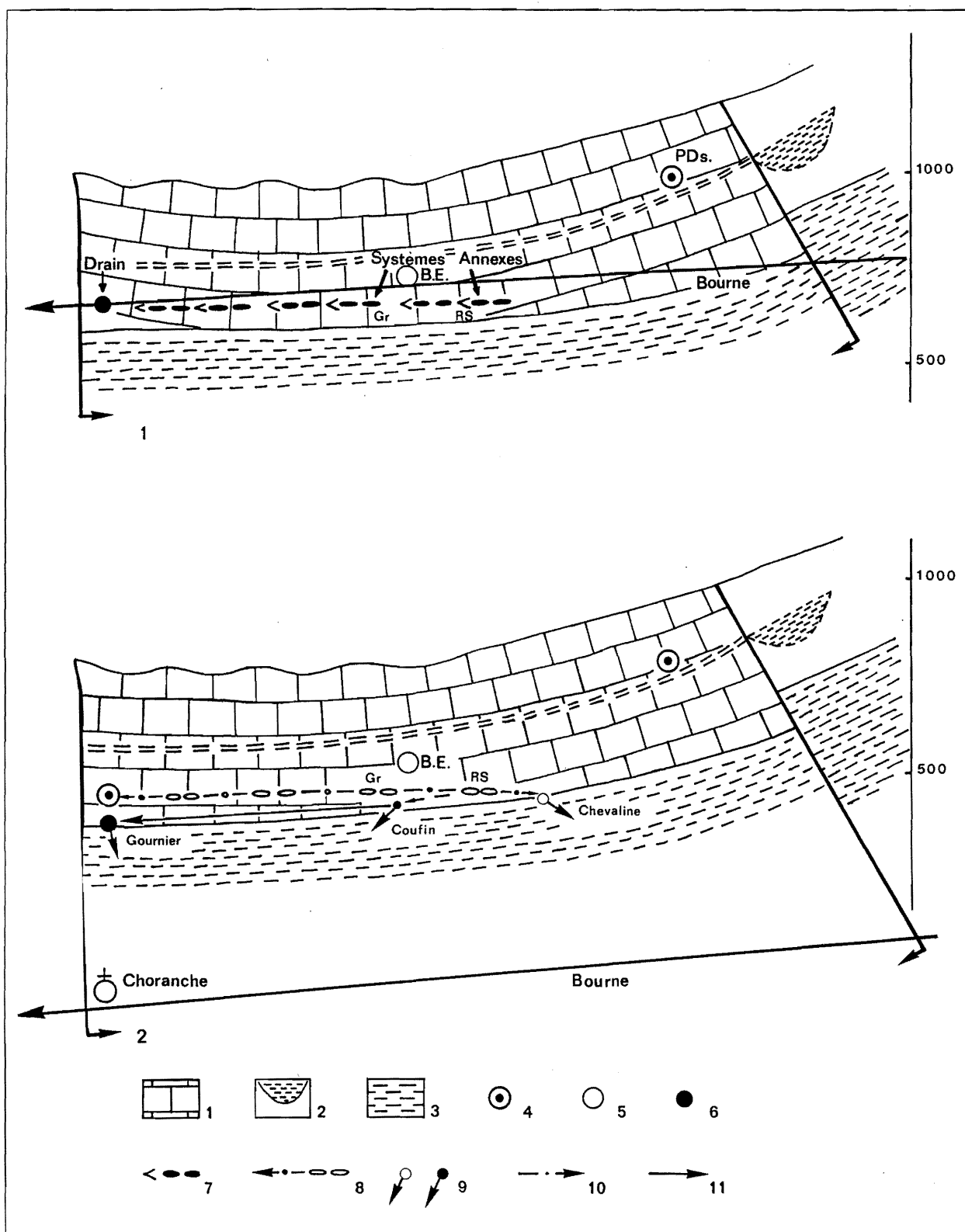


Figure II.54 - Reconstitution karstogénique simplifiée du système s.s. karstique de Choranche à partir du fonctionnement en drain de la "grotte" de Gournier

1 : Ensemble barrémo-bédoulien ; 2 Paléo-vallon à Orbitolines ; 3 : Substratum hauterivien ; 4 : Paléo-drain ; 5 : Cavitée héritée ; 6 : Drain fonctionnel ; 7 : Système-annexe de la zone noyée avec sens des écoulements en direction de la zone transmissive (drain) ; 8 : Ex-système annexe de la zone noyée parcouru par des écoulements à surface libre ; 9 : Exutoire temporaire et pérenne ; 10 : Sens des écoulements dans le paléo-système noyé de Gournier ; 11 : Sens des écoulements dans le système actuel.
Gr : Gruyères de Coufin ; R.S. : Rivière suspendue de Chevaline ; B.E. : Balme Etrange.

Choranche devient à partir de ce moment perchée au dessus du niveau de base hydrographique.

Cet abaissement de l'exutoire entraîne un enfoncement des écoulements endokarstiques : creusement du réseau inférieur de Gournier, agencement des réseaux plus ou moins siphonnants sous les Gruyères de Coufin et du système siphonnant de Chevaline-basse. Cet enfoncement à partir d'une modification de l'exutoire est dépendant de la dynamique régressive de l'érosion : cela est clairement exprimé au niveau de l'étagement des réseaux de Gournier. Au niveau de Gournier, nous avons également relevé le caractère perché des affluents qui débouchent au niveau du paléo-drain. Une double cause semble être à l'origine de cette spécificité. Vers l'amont, le caractère limité de l'érosion régressive fait qu'il y a un faible étagement : les affluents préexistants continuent donc de s'écouler vers ce qui était le drain et non vers les shunts méandriformes. Vers l'aval, la plupart des affluents correspondent généralement à d'anciennes structures annexes ; or, vers l'ouest, ces structures ont peu évolué étant donné qu'elles sont rapidement limitées en profondeur par la remontée du niveau hauterivien (anticlinal des Coulmes). Cette remontée du niveau hauterivien vers l'ouest explique également bien la différence de surcreusement entre Gournier, Coufin et Chevaline (Figure II.54.2.).

Il est fort vraisemblable que l'enfoncement des gorges de la Bourne qui s'est poursuivi jusqu'à son niveau actuel, se soit accompagné d'un recul des escarpements urgoniens ; ce recul recoupant partiellement les anciens systèmes-annexes de Coufin et de Chevaline et leurs surcreusements ; les eaux qui empruntaient ces systèmes-annexes sourdent alors à ces niveaux : les émergences de Coufin et celles de Chevaline vont alors jouer le rôle de niveau de base local pour les circulations endokarstiques environnantes.

Enfin, rappelons que seule une partie des eaux drainant le "bassin d'alimentation" de Coufin-Chevaline émerge au niveau de ces "exutoires" circonanciels. Cela est particulièrement net pour Chevaline qui ne fonctionne que temporairement et dont les eaux alimentent Coufin (à l'aplomb des Gruyères et au niveau de Serpentine). Cela est moins net pour Coufin, mais si on compare le débit moyen par rapport à son "bassin d'alimentation" de Coufin-Chevaline et celui de Gournier vis-à-vis de "son bassin", on relève une nette suralimentation de ce dernier. De plus, nous avons relevé un apport relativement important au niveau du réseau inférieur de Gournier : cet apport provient vraisemblablement de son système-annexe Coufin-Chevaline. Ces interrelations multiples entre Gournier, Coufin et Chevaline ont également été mises en évidence par l'étude des courants d'air (B. Oyhançabal, 1994).

Il est, enfin, intéressant de relever la différence de comportement hydrochimique des écoulements "drainant" les différentes cavités du système de Choranche.

Le ruisseau de Gournier, responsable des cascades de tufs qu'on peut suivre jusqu'à la Bourne, dépose peu à l'intérieur du karst, alors que les eaux émergeant à Coufin

(Coufin et Chevaline) sont responsables d'un important concrétionnement tant endo (cascades, planchers stalagmitiques, gours...) qu'exokarstique (tufs). Différents paramètres permettent d'appréhender cette différence de comportement.

Gournier en tant que "drain" majeur du système de Choranche collecte l'essentiel des infiltrations rapides favorables à une dissolution profonde qui se marque ici au niveau du réseau inférieur (cf. l'aspect érodé du réseau inférieur de Gournier).

Par ailleurs, les affluents de Gournier se raccordent essentiellement au paléo-drain qui est bien ventilé. Ces affluents y déposent d'importantes masses de carbonates (coulées, gours...). Lorsque ces circulations rejoignent le réseau sous-jacent, c'est une eau généralement peu saturée qui alimente l'actif.

Les écoulements, qu'on rencontre dans Coufin-Chevaline, empruntent, quant à eux, tout un réseau de galeries essentiellement héritées de paléo-structures de drainage endokarstique. Ce maillage est propice aux circulations aérodynamiques avec l'extérieur (B. Oyhançabal, 1995) qui vont favoriser une évacuation précoce du CO₂ dissous dans les eaux d'infiltration concentrée ou diffuse. Cette évacuation sera d'autant plus importante dans les secteurs accidentés (parcours cascade). Cette dynamique liée à l'existence de paléostructures de drainage karstique plus ou moins superposées est responsable de l'abondant concrétionnement dans Coufin et Chevaline. Il est vraisemblable qu'au niveau des secteurs sous-jacents (appartenant à la structure fonctionnelle), on retrouve une dynamique similaire à celle de l'actif de Gournier.

Cet exemple sur le concrétionnement rappelle qu'il faut comparer ce qui est comparable (l'actif de Gournier n'est pas dans le même contexte systémique que les écoulements qu'on rencontre dans les réseaux spéléologiques de Coufin-Chevaline) et qu'il est important de remettre tout phénomène dynamique (comme le concrétionnement) dans son contexte spatio-temporel.

3.2.3. Conclusions

L'étude endokarstique nous a permis de mettre en évidence plusieurs phases de karstifications dont certaines sont fort anciennes, et de saisir à partir de quand la Bourne a eu une influence sur l'organisation du karst. Il est, dès lors, intéressant de confronter ce canevas karstogénique à celui qui est issu du modèle exokarstique.

4. RECONSTITUTION MORPHOGÉNIQUE DU MASSIF DES COULMES

L'étude du modelé et de l'endokarst dans une perspective systémique, prenant en compte son environnement géologique et paléogéographique et en prenant soin de relever les interrelations et boucles de rétroaction, nous permettent de distinguer trois grandes étapes morphogéniques commandées par une modification de "statut" du niveau de base karstique : niveau marin durant le Miocène, niveau de base relatif des synclinaux molassiques, et niveau de base hydrographique : la Bourne.

Pour la commodité du raisonnement et de l'argumentation, nous allons, tout d'abord, traiter la seconde étape, puis l'évolution miocène, et enfin la troisième étape commandée par la Bourne et essentiellement contemporaine du Pléistocène.

4.1. Un système karstique associant poljés synclinaux et grottes-tunnel

On rattache à une période postérieure au plissement et antérieure à l'incision de la Bourne, l'altération des conglomérats molassiques et du substrat carbonaté ainsi que l'élaboration du replat de corrosion développé vers 1200-1100 m sur le rebord oriental des Coulmes qui sont, pour nous, l'expression d'une même dynamique morphogénique (Figure II.27).

Ce replat qui recoupe les calcaires du Crétacé supérieur et le sommet du Crétacé moyen, résulte d'un travail de corrosion latérale.

Cette dynamique karstique suppose que le Miocène occupait le val de Romeyère-Rencurel au moins jusqu'à la côte 1200-1100 m : en dehors des témoins miocènes altérés sur le replat, on retrouve au nord du col de Romeyère des affleurements miocènes qui remontent jusqu'à pratiquement 1100 m (Roche Rousse : 1092 m) ; la conservation de cet ancien haut-niveau miocène est liée à la moindre incision du val de Romeyère par la Drevenne qui est conditionnée à l'aval par le crêt urgonien des Écouges qui joue le rôle de haut niveau de base relatif.

L'agencement d'un trottoir de corrosion, affectant latéralement le substrat crétacé, suppose sinon une inondation temporaire de cet ancien niveau molassique, au moins des difficultés de drainage dans cette structure synclinale présentant un ensellement au niveau de la gouttière anté-miocène de la Bourne. Dans ces circonstances, ce haut trottoir de corrosion pourrait correspondre au plancher (latéral) d'une structure ayant un comportement similaire à un poljé et qui correspondait à l'ancien val molassique médian (dont le fond se situait vers 1200-1100 m). Cela présuppose que la Bourne n'existait pas dans sa configuration actuelle (recoupement en gorges de l'anticlinal des Coulmes) et que cette évolution est antérieure à l'incision des molasses

miocènes par ce cours d'eau et par son affluent : la Doulouche.

Étant donné le dispositif géologique, une des seules issues envisageables est le flanc occidental du val médian sur lequel se seraient localisés les ponors de ce paléo-système karstique. Nous ne disposons d'aucunes preuves tangibles ni de la réalité de ces paléo-ponors, ni de leur situation (dans l'axe de la gouttière transverse de la Bourne ?). Par contre, l'endokarst possède des témoins (paléo-drain supérieur du système de Choranche) de circulations endokarstiques ayant transporté du matériel miocène. Or, les nombreuses analyses que nous avons réalisées sur l'ensemble des formations superficielles présentes sur les Coulmes, ne mettent jamais en évidence l'existence de matériel miocène sur la zone sommitale de ce massif (alors qu'il reste des éléments éocènes, des traces altérées du Crétacé supérieur). À défaut de transit vertical, il faut admettre un transit latéral à partir des affleurements miocènes les plus proches : le Royans et le synclinal médian. Un transit latéral provenant du Royans paraît improbable car cette région fonctionne depuis le Miocène inclus comme niveau de base régional. Reste la perspective d'un transit depuis le synclinal médian.

C'est pourquoi nous rattachons à une même dynamique (Figure II.53) :

- le fonctionnement en paléo-poljé du val médian dont les eaux se perdaient au contact des assises crétacées des Coulmes. L'hypothèse d'un tel fonctionnement paraît renforcée par le fait qu'on retrouve au sud de l'entaille de la Bourne, voire de la Vernaison, un replat de même facture sur le flanc oriental de l'anticlinorium de l'Allier-Lente (replat du Château-Viouzon-Buissière-les Scies) ;

- le transit souterrain de ces eaux, *via* des drains similaires au paléodrain supérieur de Choranche, dont l'exutoire karstique devait se situer plus en aval de l'actuel cirque de Choranche mais pas au delà de la faille de Presles (barrage hauterivien à l'ouest de celle-ci). Nous rattachons à cette paléo-structure karstique, recoupant de manière souterraine l'anticlinal des Coulmes-Allier-Lente, l'agencement de la grotte Pabro (880 m) perchée en rive gauche de la Bourne. Cette paléo-cavité qui possède jusqu'à cinq générations de spéléothèmes supérieures à 350 000 B.P., appartiendrait au paléodrain qui collectait les eaux du val de St Julien-St Martin.

Nous rapportons également à cette structure globale cohérente du karst (tant d'un point de vue karstodynamique qu'altimétrique), l'agencement du paléo-poljé de Presles (replat de l'Amandière-Grier). Ce paléo-poljé est postérieur à la seconde phase tectonique (*supra* : chap. 1) puisque la surface d'aplanissement (950-900 m) recoupe le pendage des assises urgoniennes. Une telle surface n'a pu se réaliser qu'en présence d'un modeste gradient hydraulique, assurément antérieur à l'incision de la Bourne. Si on remplace ce paléo-poljé dans la structure présupposée, ce gradient hydraulique était

d'une centaine de mètres par rapport aux paléodraines supérieurs du système de Choranche-Allier. Par ailleurs, la fonction barrante de la faille de Presles a vraisemblablement entraîné, en amont, une importante mise en charge du karst profond (comme en témoigne l'extension du paléodrain supérieur) qui a pu favoriser l'inondation au moins temporaire de ce paléo-poljé.

Enfin, d'autres faits accréditent cette structuration globale des Coulmes *s.l.* :

- la "paléo-Bourne" issue des exutoires du système karstique "Coulmes-Allier-val médian" serait à l'origine du paléo-talweg perché au dessus du goulet de Pont-en-Royans, dont la base se situe aux alentours de 700-650 m, ce qui est cohérent, à la fois, avec le niveau supposé des exutoires karstiques (750-800 m) et vers l'aval les hauts-niveaux pliocènes du Chambaran (\pm 500 m) qui sont antérieurs à l'incision généralisée du réseau hydrographique ;

- cette référence au Pliocène peut être une piste intéressante dans le sens où l'altération des molasses présentes sur le replat oriental des Coulmes suppose un contexte climatique altérant chaud et humide, tel celui qui existait durant la fin du Miocène et la première partie du Pliocène.

C'est donc à une période mio-pliocène, et antérieure à l'incision de la Bourne, qu'on rattache cette structure morphogénique associant "poljé synclinal, grottes-tunnel recoupant l'anticlinal des Coulmes et exutoires de piémont". Il sera intéressant de comparer ce scénario avec les autres systèmes synclinaux du Vercors, notamment ceux d'Autrans-Méaudre et d'Engins-Villard de Lans (*infra* : Chap. 2).

4.2. L'évolution miocène des Coulmes

Nous rattachons à une période contemporaine du Miocène, la réalisation du relief à buttes de la région sommitale et l'agencement des cavités héritées qui depuis ont été recoupées et/ou décapitées, pour les raisons suivantes.

Le trottoir de corrosion du "poljé" synclinal de Romeyère (replat des Rimets-les Ailes) sur lequel repose le Miocène altéré recoupe plusieurs paléo-cavités (spéléothèmes lapiazées sous cette altérite), ce qui suppose un creusement endokarstique antérieur au Miocène terminal.

La morphologie initiale en conduite forcée des cavités héritées traduit l'existence d'un très haut niveau de base (pratiquement au faite anticlinal pour Pré Létang). Ce haut niveau nous incite à penser que ces réseaux se sont développés avant la phase essentielle de soulèvement de la région qui est attribuée à la transition mio-pliocène (ancien Pontien). De plus, le développement de ces cavités ne répond pas à la logique "actuelle" (post-pontienne) du dispositif structural (exemple de la grotte de Pré Létang qui se développe "aujourd'hui" au niveau de

l'axe de l'anticlinal des Coulmes (Figure II.27).

Ces cavités se sont vraisemblablement développées durant le Néogène, car les remplissages de ces cavités se différencient très nettement des dépôts paléogènes (sidérolithiques, sables blancs ou rouges éocènes). Elles se sont agencées alors que persistait encore sur les Coulmes le Crétacé supérieur, au moins sous forme d'altérite.

Enfin, l'existence de paléorides insulaires, de type côte de Dalmate actuelle, dans l'aire du futur Vercors durant le Miocène (G. Demarcq, 1970 ; G. Demarcq et J. Perriaux, 1984) constitue un cadre paléogéographique satisfaisant pour le développement de ces paléostructures. L'analyse comparée des minéraux lourds tend à démontrer qu'effectivement la zone sommitale des Coulmes-plateau de Presles n'a pas été recouverte par la mer miocène.

C'est dans ce contexte à faible gradient hydraulique que se seraient agencées les paléostructures endokarstiques et que se serait ébauché le relief à buttes. Effectivement, ce genre de relief se rencontre fréquemment dans un contexte de faible énergie, évoluant sous couverture d'altération et un climat intertropical chaud et humide, de type Zaïre (Y. Quinif, 1987) et/ou à proximité du littoral comme en Indonésie (Y. Quinif, C. Dupuis, 1984). Or, un tel contexte (si on retient l'hypothèse des paléorides insulaires) existait sur le Vercors au Miocène si on se réfère aux poches d'altération présentes sur les hauts versants des buttes et aux conditions climatiques subtropicales définies par J. Depape (1922).

Dans le contexte d'un agencement initial du karst à buttes anté-"pontien", on saisit mieux à la fois la subégalité altitudinale de ce relief et le caractère grosso-modo parallèle de cette surface et du pendage post-miocène des assises urgoniennes. La surface miocène a été déformée lors du plissement (ici ample et lourd) "alpin".

Le rattachement des cavités héritées à cette dynamique anté-"pontienne" semble attesté, en dehors des arguments déjà exprimés, par le fait qu'elles sont recoupées par les versants ou vallons qui se raccordent, entre-autres, au paléo-poljé de Presles dont l'agencement est post-"pontien" et anté-pléistocène.

Par la suite, l'évolution de ce relief à buttes s'est poursuivie lors de la période post-miocène et s'est parachevée durant le Pléistocène, par soutirage et approfondissement des dolines en relation avec la migration des structures de drainage endokarstique et l'incision des gorges de la Bourne. Cette migration est à l'origine, d'une part, de l'abandon des paléostructures inadaptées aux nouvelles conditions structurales et hydrogéologiques, et, d'autre part, d'une redistribution de la dissolution qui ne s'exerce plus préférentiellement dans la tranche supérieure du karst (comme c'était le cas auparavant en présence d'un milieu de faible énergie) : d'où la persistance de ce modelé hérité dans le paysage des Coulmes (immunité karstique liée à une migration en profondeur de la dissolution préférentielle).

On retrouve une évolution similaire pour le bois de l'Allier et la forêt de Lente ; ailleurs, les conditions morphogéniques pléistocènes ont gommé cette éventuelle morphologie.

4.3. L'évolution karstogénique des Coulmes commandée par l'incision de la Bourne

L'étude endokarstique des Coulmes et surtout la reconnaissance des drains s.s. successifs du système de Choranche nous ont permis de relever au moins trois phases d'enfoncement de la Bourne.

La mise en place du drain s.s. de Gournier est contemporaine et/ou consécutive de la première phase d'enfoncement de la Bourne. Le talweg de celle-ci devait alors se situer au droit de Choranche vers 650-700 m. Les plus anciens spéléothèmes⁽¹⁾ présents dans le "drain" de Gournier (alors paléodrain) sont contemporains de la fin de la première moitié du Pléistocène moyen, ce qui reporte l'agencement du drain au minimum à cette première moitié (calage par le bas). Si on se réfère aux terrasses de la Bourne dans le Royans, la plus ancienne permettant de fixer un haut talweg de ce cours d'eau est celle du Coteau de Moraye (306 m) rapportée au "Mindel" récent ; cette haute terrasse est perchée à 130 m du talweg actuel de la Bourne. Bien que le contexte du Royans et des gorges aval de la Bourne soient différents, cet étagement de 130 m durant les derniers 600 000 ans apparaît modeste vis-à-vis des 400 m séparant le talweg actuel de la Bourne et son paléo-talweg contemporain du drain de Gournier. Sur la base de ces différents critères, nous rapportons cette première phase **visible** d'enfoncement de la Bourne au niveau de ses gorges aval recoupant les Coulmes au plus jeune à un Pléistocène ancien.

La seconde phase d'enfoncement de la Bourne est celle qui est responsable du dénoyage du drain de Gournier, de la dépendance "actuelle" des exutoires du système de Choranche vis-à-vis du niveau hauterivien, et de leur caractère dès lors perché vis-à-vis du talweg de la Bourne. En l'absence de repères endokarstiques (absents dans l'Hauterivien) et de hautes terrasses dans les gorges de la Bourne, il est difficile de se faire une idée du positionnement altitudinal du talweg de la Bourne consécutif à cette seconde phase d'incision. Les seules références dont nous disposons, sont les terrasses de la Bourne dans le Royans et les spéléothèmes présents dans le paléodrain de Gournier et les réseaux sous-jacents (contemporains et/ou consécutifs de cette incision). Ceux-ci montrent que cette incision était entamée dès le Riss I (présence de spéléothèmes de 309 000 B.P. dans le paléodrain de Gournier et de 209 000 dans le méandre de Coufin). D'après les hautes terrasses de la Bourne, celle-ci s'écoulait déjà au "Mindel" supérieur en contrebas du

niveau de base hauterivien (vers environ 400 m). Il n'est pas raisonnable, dans l'état actuel des données, de vouloir être plus précis. La seule "certitude" est que l'essentiel de cette seconde phase d'incision est antérieure au "Mindel" récent (creusement fini-Pléistocène ancien-début Pléistocène moyen ?).

La troisième phase n'est plus perceptible au niveau du système de Choranche perché au dessus du talweg de la Bourne. Elle l'est au niveau du système des terrasses du Pléistocène moyen et récent qui révèle un abaissement du talweg d'environ 150 m par rapport au "Mindel" récent ; abaissement qui doit être vraisemblablement au moins du même ordre dans les gorges aval de la Bourne. C'est donc durant cette troisième phase que se met en place la liaison Bury-Pré Martin (Figure II.22) puisque cet exutoire temporaire se situe au niveau du talweg würmien et environ 70 m en contrebas du niveau "rissien" (?) de Lambertière.

En ce qui concerne le système de Choranche, on relève durant cette troisième phase, un surcreusement des réseaux méandriformes (qu'on peut estimer à 1,5 cm/millénaire à partir des spéléothèmes étagés). Ce surcreusement a une double origine étant donné la permanence du niveau de base karstique (Hauterivien) : une amélioration du profil des écoulements à surface libre et un effet d'érosion régressive.

Le concrétionnement pléistocène a, ici, surtout pour intérêt de fixer, voire de révéler, les optima climatiques et leurs incidences sur la dynamique hydrochimique sur laquelle nous reviendrons dans la conclusion générale.

5. CONCLUSION TRANSITOIRE

Ce scénario karsto- et morphogénique, construit à partir du seul massif des Coulmes et de ses rebords, doit être confronté désormais aux autres secteurs du Vercors afin de le conforter ou non et d'apporter des informations complémentaires. C'est pourquoi, notre choix s'est porté plus particulièrement sur deux autres systèmes karstiques dépendant de la Bourne pour les raisons suivantes.

Le système Autrans-Méaudre-Goule Noire présente un double avantage : il permet de suivre son évolution syn- et post-miocène et de la comparer à celle du rebord oriental des Coulmes et il permet de suivre la migration des structures de drainage endokarstique jusqu'au talweg actuel de la Bourne, car l'émergence de Goule Noire n'est pas "barrée" par le niveau de base hauterivien comme c'était le cas pour le système de Choranche.

Le système de Goule Blanche qui dépend également de la Bourne, se caractérise par l'influence des glaciations pléistocènes auxquelles il a été directement confronté. Il sera, dès lors, intéressant de définir leurs incidences sur l'endokarst et de les comparer à celui des Coulmes qui n'a pas connu de telles conditions environnementales.

(1) Parmi ceux qui ont été datés

CHAPITRE II

LES "QUATRE MONTAGNES"

INTRODUCTION : PRÉSENTATION DU DOMAINE ET OBJECTIFS DE RECHERCHE

Le "pays des Quatre Montagnes" fait référence aux quatre paroisses que comptait cette région septentrionale du "Vercors" jusqu'à la fin du siècle dernier : Autrans, Lans-en-Vercors, Méaudre et Villard-de-Lans⁽¹⁾. Par commodité, nous avons repris cette appellation bien que notre terrain d'étude s'étende au delà des limites de ce pays, notamment vers le sud-est en direction des Rochers de la Balme (Figure II.55).

Les limites définies ici répondent à une logique hydrogéologique (bassins d'alimentation karstique). Le secteur étudié correspond au domaine situé à l'est du synclinal médian et au nord de la faille de Carette. D'un point de vue géographique, ce domaine est limité à l'est par la retombée orientale du Vercors qui se raccorde à la vallée du Drac et au nord par la cluse de Voreppe-Grenoble.

Ce domaine se caractérise par une alternance de dépressions (vals d'Autrans-Méaudre et d'Engins-Corrençon) et de reliefs (la Ture-Forêt des Clapiers, mont du Sornin-Molière-Croix Perrin-Croix Chabaud, reliefs sommitaux du Moucherotte-St Michel-Cornafion-Moucherolle-Rochers de la Balme) s'étirant selon un axe subméridien. Cette organisation d'ensemble est contrariée par les gorges-amont de la Bourne qui recoupent transversalement ce dispositif. La tête-amont de ce cours d'eau correspond au val de Lans-Corrençon où sourdent les sources du Peuil, des Blancs, de Bouilly, du Pont des Aniers, de l'Oeil de la Dhuy et des Eymards et où s'écoule le ruisseau de Corrençon. Le principal affluent de la Bourne est, dans ce secteur, le Méaudret qui draine le val d'Autrans-Méaudre. Si l'essentiel du drainage tant superficiel que souterrain se réalise vers la Bourne (Goule Blanche, Goule Verte, Goule Noire), l'extrémité septentrionale est drainée, quant à elle, par le Furon (Bruyant, Cuves de Sassenage) qui se raccorde directement à l'Isère au niveau de la cluse de Grenoble.

L'intérêt de ce domaine tient aussi à l'existence d'importants réseaux endokarstiques : les plus emblématiques étant le complexe Berger-Fromagère (-1258 m) le complexe du Clôt d'Aspres (-707 m pour les réseaux supérieurs ; 717 m pour les réseaux médians et -727 m pour les réseaux inférieurs) et le Trou Qui Souffle (-307 m, +369 m et 43 km de développement) (Figure II.55). Ces réseaux nous permettront de compléter l'évolution karstogénique proposée à partir des cavités du massif des Coulmes, notamment en ce qui concerne

l'évolution pléistocène. Nos recherches sur l'endokarst reposent en grande partie sur les explorations et synthèses spéleologiques de ces dix dernières années, et plus particulièrement sur celles réalisées par le S.G.C.A.F. (et essentiellement par B. Lismonde) concernant le Trou qui Souffle, et par la P.R.L. du Vercors Sud et le S.C.V. concernant le complexe du Clôt d'Aspres. Nous n'aborderons que ponctuellement le secteur du Moucherotte-St Michel qui a été étudié en détail dans la thèse de Ph. Audra (1994). De même, le système Sassenage-Sornin qui a été largement abordé dans notre thèse de troisième cycle (1981), sera simplement traité en complément des informations karstogéniques issues de l'étude des systèmes de Goule Noire et de Goule Blanche.

L'objet de cette recherche sur les "Quatre Montagnes" est double :

-1- compléter le canevas morphogénique proposé à partir de l'étude des systèmes karstiques des Coulmes. L'intérêt du domaine étudié est qu'il possède un certain nombre de points communs avec les Coulmes : dépendance de la plupart des systèmes karstiques vis-à-vis de la Bourne, présence de plusieurs générations de structures de drainage endokarstique, persistance de paléo-modèles exokarstiques... Il est, dès lors, intéressant de voir si ces points communs sont liés à une même dynamique spatio-temporelle. En dehors de ces points communs fondamentaux, les "Quatre Montagnes" se distinguent des Coulmes, d'une part, par l'altitude de ces reliefs sommitaux qui ont été affectés par les processus glaciaires pléistocènes ; et d'autre part, par une migration des exutoires karstiques en fonction de l'enfoncement de la Bourne. Cette migration s'exprime dans l'endokarst par un étagement plus marqué entre les réseaux actuels et ceux contemporains des paléo-structures de drainage karstique ;

-2- préciser la part des paramètres extérieurs (accentuation du gradient hydraulique sous l'effet de la tectonique et/ou de l'enfoncement du réseau hydrographique, les oscillations climatiques pléistocènes, les modifications temporaires du réseau hydrographique...) et intérieurs (les contraintes du milieu géologique...) dans l'évolution karstogénique des systèmes du Vercors ainsi que les synergies entre les énergies hydrochimiques et gravitaires.

Pour mener à bien ces objectifs, nous aborderons, après avoir défini le cadre géologique et hydrogéologique des différents systèmes karstiques, les informations morphogéniques contenues au niveau du modèle superficiel, puis au niveau des différentes générations de structures de drainage endokarstique.

(1) Corrençon constituait alors un hameau de Villard de Lans et St Nizier de Seyssinet.

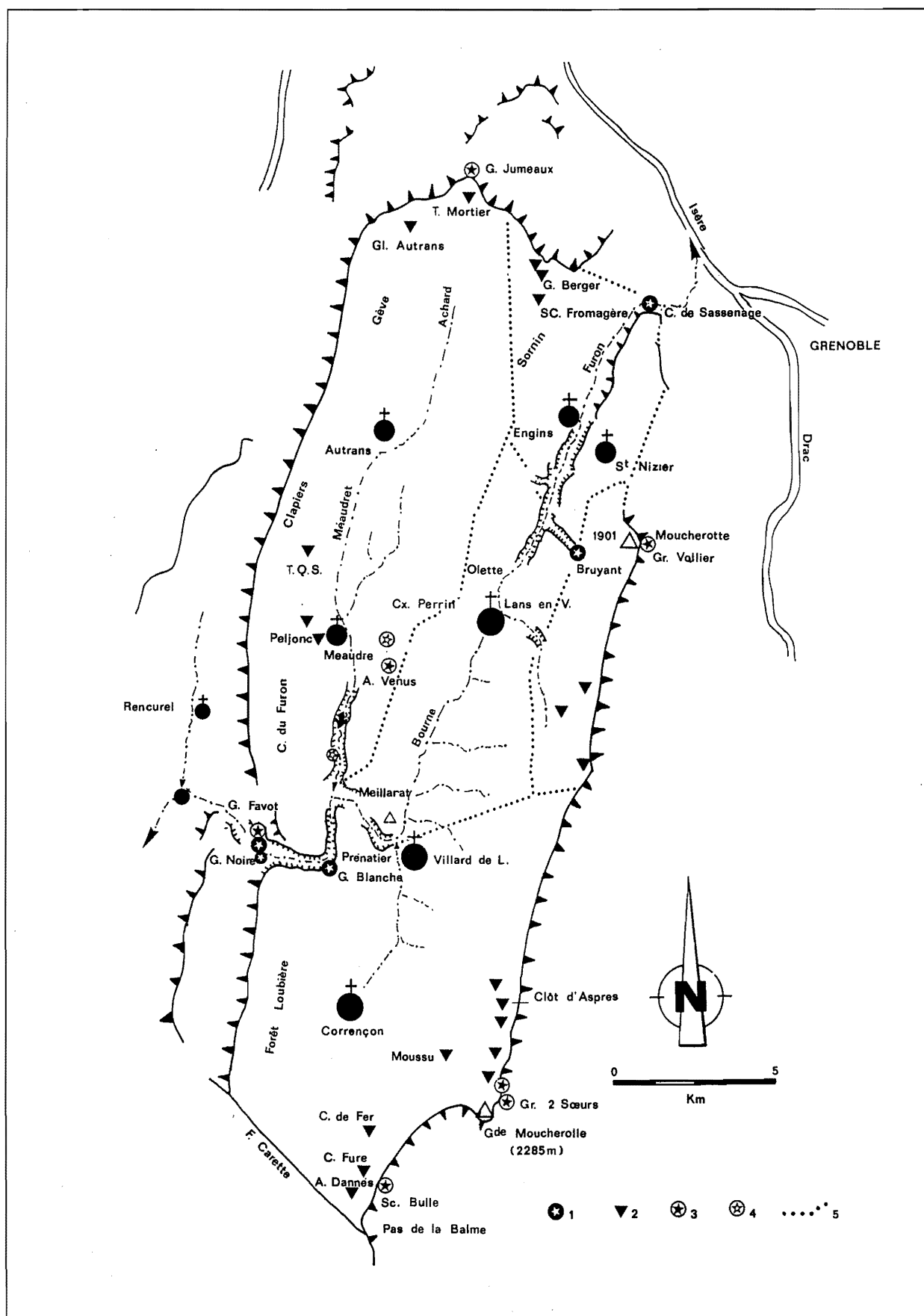


Figure II.55 - Carte de localisation de la région des 4 Montagnes

1 : Emergence karstique ; 2 : Gouffre ; 3 : Paléo-drain recoupée par la surface topographique ; 4 : Sources de trop-plein ; 5 : Limite des bassins d'alimentation karstique de la région des 4 Montagnes.

1. LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE

1.1. Le dispositif litho-structural

1.1.1. Le contexte lithologique

Le contexte lithologique des Quatre Montagnes présente les mêmes caractères que celui des Coulmes. La seule différence entre ces deux entités régionales est une moindre omniprésence des terrains barrémo-bédouliens dans la région des Quatre Montagnes (Figure II.4).

Les terrains sénoniens affleurent largement dans le val d'Autrans-Méaudre et sur le rebord oriental du val d'Engins - Villard-de-Lans, ainsi que sur le mont séparant ces deux gouttières synclinales (Molière-Croix Perrin-Meillart).

En dehors du secteur de la Forêt de Loubière-Essarteaux qui présente de nombreuses similitudes avec les Coulmes, les affleurements urgoniens caractérisent les régions sommitales des Quatre Montagnes, notamment l'entité septentrionale (La Ture, Les Chaumes, la Sure et les cuvettes du Sornin), et le rebord oriental du Vercors (Moucherotte - Pic St-Michel - Moucherolle - Forêt de Villard). Au sud du secteur de la Grande Moucherolle-Rochers de la Balme, les calcaires à faciès urgonien du Barrémien passent latéralement aux calcaires bioclastiques (*supra* : I partie de ce Livre).

Les formations apto-albiennes qui séparent ces deux ensembles carbonatés, possèdent dans le val d'Autrans-Méaudre un caractère discontinu et vont jusqu'à disparaître au nord d'Autrans (au moins sur le rebord occidental de ce val) ; bien que généralement peu épaisses, ces formations constituent un niveau de base relatif vis-à-vis des circulations endokarstiques sénoniennes. Leur caractère discontinu, voire leur absence, a pour effet d'augmenter localement la puissance de la masse karstifiable (*infra* : Trou qui Souffle, 3.1.3).

Enfin, comparativement au synclinal médian, les sédiments miocènes des Quatre Montagnes sont relativement mieux calés d'un point de vue stratigraphique, tout au moins dans le val d'Autrans-Méaudre où sont différenciés des marnes gréseuses burdigaliennes et des molasses gréseuses et conglomérats vindoboniens. Cette détermination stratigraphique devrait nous permettre d'être plus précis dans les reconstitutions paléogéographiques néogènes. Dans cette même logique morphogénique, on relève la relative importance des poches éocènes dans la région des Quatre Montagnes. Celles-ci, contrairement aux Coulmes, affectent essentiellement le Crétacé supérieur ; ce qui mettrait en évidence une moindre érosion de ce secteur durant le Paléocène et l'Eocène. Cette moindre érosion est vraisemblablement liée au fait que le pré-anticlinal du Sornin-Croix Perrin-Meillart présentait alors un relief

moins élevé que celui des Coulmes-Allier-Lente.

1.1.2. Le dispositif structural

En dehors de la bordure orientale accidentée par le chevauchement du pli couché du Moucherotte-Pic St Michel, les Quatre Montagnes présentent un dispositif structural relativement simple orienté nord-sud (Figure II.9). Les éléments les plus marquants sont les gouttières synclinales d'Autrans - Méaudre et d'Engins - Villard-de-Lans ; celles-ci sont séparées par l'anticlinal du Sornin-Croix Perrin-Meillart. Ce dispositif d'ensemble est affecté par un abaissement axial vers la gouttière synclinale transverse de la Bourne (*supra* : Introduction Générale, 1.3.). Cet abaissement est particulièrement visible le long de l'axe anticlinal du Sornin-Croix Perrin-Meillart ; en effet, au fur et à mesure qu'on se dirige vers le sud, on remonte stratigraphiquement dans la série crétacée (passage progressif du Barrémien au Maëstrichtien)(Figure II.4).

Le synclinal d'Autrans-Méaudre qui chevauche à l'ouest le val médian (chevauchement de Rencurel), se caractérise par une double ondulation synclinale. Les vallons de l'Achard et de Naves, au nord⁽¹⁾, ainsi que la "combe" du Furon et la vallée du bas-Méaudret, au sud, sont l'expression visible de ce dédoublement synclinal. Bien qu'apparemment moins marqué dans la région médiane du val, ce dédoublement synclinal persiste vraisemblablement si on se réfère aux incisions parallèles du Méaudret et du ruisseau des Griats ; incisions qui sont respectivement dans l'exact prolongement de l'ondulation de Naves-combe du Furon et de celle de l'Achard-bas-Méaudret. Dans cette hypothèse, le Bois du Claret serait alors l'expression particulièrement visible de l'ondulation anticlinale médiane !

Le synclinal d'Engins-Villard-de-Lans présente les mêmes caractères que celui d'Autrans-Méaudre ; un dispositif en berceau s'élargissant dans la partie médiane (entre Lans-en-Vercors et Villard-de-Lans) et un dédoublement synclinal tout au moins au sud ; en effet, au sud de Villard-de-Lans (et au droit de la gouttière transverse de la Bourne), on relève deux branches synclinales : l'une en direction de Corrençon en Vercors et l'autre en direction du vallon de la Fauge-Clôt d'Aspres, séparées par le horst de la "cote 2000". Ces deux gouttières s'estompent progressivement en direction de la faille de Carette ; au sud de cette faille, se développe la structure monoclinale des Hauts Plateaux. Au nord de Villard-de-Lans, le chevauchement du pli couché du Moucherotte - Pic St-Michel ne permet pas de constater la permanence de cette double ondulation synclinale.

La structure en pli couché du Moucherotte - Pic St-Michel n'est pas particulièrement visible dans le modelé.

(1) Il semble qu'au nord d'Autrans, il y ait trois ondulations synclinales : la gouttière de Naves, l'ondulation de Gèves et la gouttière de l'Achard.

Le modelé du flanc normal du pli qui constitue le revers du crêt urgonien dominant la vallée du Drac, se différencie peu de celui de la structure monoclinale des Hauts-Plateaux. C'est la charnière frontale du pli couché qui marque le plus le "paysage" : cette charnière est à l'origine du petit plateau sénonien des Traverses-Bois Sigu-Dent Percée (1300-1477 m) qui domine la plaine de Lans-en-Vercors (1000 m). A l'arrière de ce plateau, se développe le sillon des Allières-les Jeux qui correspond à l'affleurement des formations plus tendres de l'Aptien et l'Albien, redressées à la verticale (au droit de la charnière frontale) ; c'est au niveau de ce sillon que prend naissance le Furon qui recoupe le plateau sénonien des Traverses pour rejoindre le val d'Engins-Villard-de-Lans.

Le dispositif litho-structural des Quatre Montagnes se caractérise donc schématiquement par une alternance de vals où se sont conservés les terrains miocènes et de reliefs où prédominent les assises carbonatées ; ce dispositif étant en grande partie dépendant de la gouttière transverse de la Bourne.

1.2. L'organisation hydrogéologique

L'organisation du drainage des Quatre Montagnes est sous double influence : influence des terrains miocènes qui favorisent la concentration des écoulements superficiels dans les gouttières synclinales (haute-Bourne, ruisseau de Corrençon, Méaudret et ruisseau des Griats) et influence des terrains carbonatés qui privilégient l'agencement de structures de drainage endokarstique (systèmes de Sassenage, du Bruyant, de Goule Blanche, de Goule Noire ...).

A cette double influence d'ordre lithologique, s'ajoute une double influence d'ordre hydrographique. Le drainage des Quatre Montagnes est, en effet, dépendant soit des gorges-amont de la Bourne, soit de l'Isère. Cette double organisation hydrographique affecte autant le drainage superficiel que souterrain. Le Furon et les systèmes karstiques du Bruyant et des Cuves de Sassenage dépendent de l'Isère alors que le Méaudret et les systèmes de Goule Blanche et de Goule Noire s'organisent en direction de la Bourne.

Nous allons traiter rapidement de chacun des bassins d'alimentation karstiques étant donné qu'ils ont déjà fait l'objet d'études hydrogéologiques (J.C. Fourneaux, 1971, 1976, J.P. Vinter, 1973 ; N. Al Anbar, 1979 ; B. Talour, 1980, J. Biju Duval in B. Lismonde 1991), karstologiques (Bourgin, 1941 ; C. Lequatre, 1969 ; J.J. Delannoy, 1981 ; Ph. Audra, 1994) et spéléologiques (Bourgin, 1946 ; J. Choppy, 1919 ; B. Lismonde, 1980, 1981, 1983, 1984, 1985, 1989, 1991, 1995, 1996 ; Arkessa, 1987 ; Ph. Audra, 1991) auxquels nous renvoyons le lecteur pour

plus de détails.

Seuls les caractères nécessaires à la compréhension karstogénique seront abordés dans cette partie.

1.2.1 Les systèmes dépendants de la Bourne

1.2.1.1. Le système de Goule Noire

L'émergence de Goule Noire s'ouvre en rive droite des gorges-amont de la Bourne (680 m). Elle draine l'essentiel du val d'Autrans-Méaudre ; J.P. Vinter (1973) estime qu'en période d'étiage⁽¹⁾ son bassin d'alimentation karstique correspond à environ 75 % de la superficie du val qui est de l'ordre de 80 km². Échappe à ce drainage d'ensemble, le petit système sénonien de Roche Chalve-Gros Martel qui se raccorde directement à la Bourne (source des Olivets). Le coeur molassique du val est drainé, quant à lui, par le Méaudret qui, avant de confluer avec la Bourne (au niveau des Jarrands, 925 m), entaille en "gorges" les calcaires sénoniens ; ces gorges jouent le rôle de niveau de base secondaire vis-à-vis des petites systèmes karstiques de versant.

Les limites hydrogéologiques du système karstique de Goule Noire sont, d'une part, la base du crêt urgonien dominant à l'ouest le val médian et au nord la cluse de Voreppe et, d'autre part, à l'est l'axe de l'anticlinal du Sornin-Croix Perrin-Meillarot. La limite méridionale correspond à la gouttière transverse de la Bourne. Les différentes colorations réalisées sur ce système (Tableau II.1.) permettent d'appréhender l'organisation d'ensemble du drainage karstique.

Conformément au pendage axial de la structure synclinale, la quasi-totalité du drainage karstique s'effectue vers le sud (Figure II.56). Cet abaissement axial associé à l'encaissement de la Bourne confère au système un potentiel hydraulique de près de 1000 m si on prend pour références les points géographiques et altitudinaux extrêmes : la Buffe (1623 m) et Goule Noire (680 m). La structure géologique (pendage vers le sud) et la forte pente (en moyenne 7,15 %) de l'écoulement souterrain permettent de comprendre pourquoi l'extrémité septentrionale du val Autrans-Méaudre échappe à l'attraction du niveau de base régional : l'Isère (cluse de Voreppe-ombilic de Moirans).

Le drainage endokarstique de l'extrémité septentrionale du val emprunte vraisemblablement les gouttières synclinales de Naves, de Gève (glacière d'Autrans) et de l'Achard (Trou du Mortier). Tant la glacière d'Autrans (-221 m) que le Trou du Mortier (-396 m) mettent en évidence un recoupement subvertical de la masse urgonienne par les infiltrations et ruissellements karstiques. Le terme-aval de ces deux cavités correspond à des secteurs siphonnants qui se développent à proximité du substratum hauterivien. Malgré la présence de ces siphons et d'une modeste pente (1,7 %) jusqu'à l'exutoire,

(1) Le bassin d'alimentation karstique de Goule Noire et le bassin versant du Méaudret varient en fonction des conditions hydro-climatologiques. En hautes eaux, on relève une mise en charge plus ou moins importante des réseaux appartenant à la structure endokarstique qui est responsable du fonctionnement en trop plein d'un certain nombre de cavités (p.e. le Labyrinthe de Méaudre, émergence du Coin...) alimentant, dès lors le Méaudret. J.P. Vinter estime qu'en période de hautes eaux le rapport s'inverse : le Méaudret draine 60 des 80 km² du val d'Autrans-Méaudre et le karst les 20 km² restant.

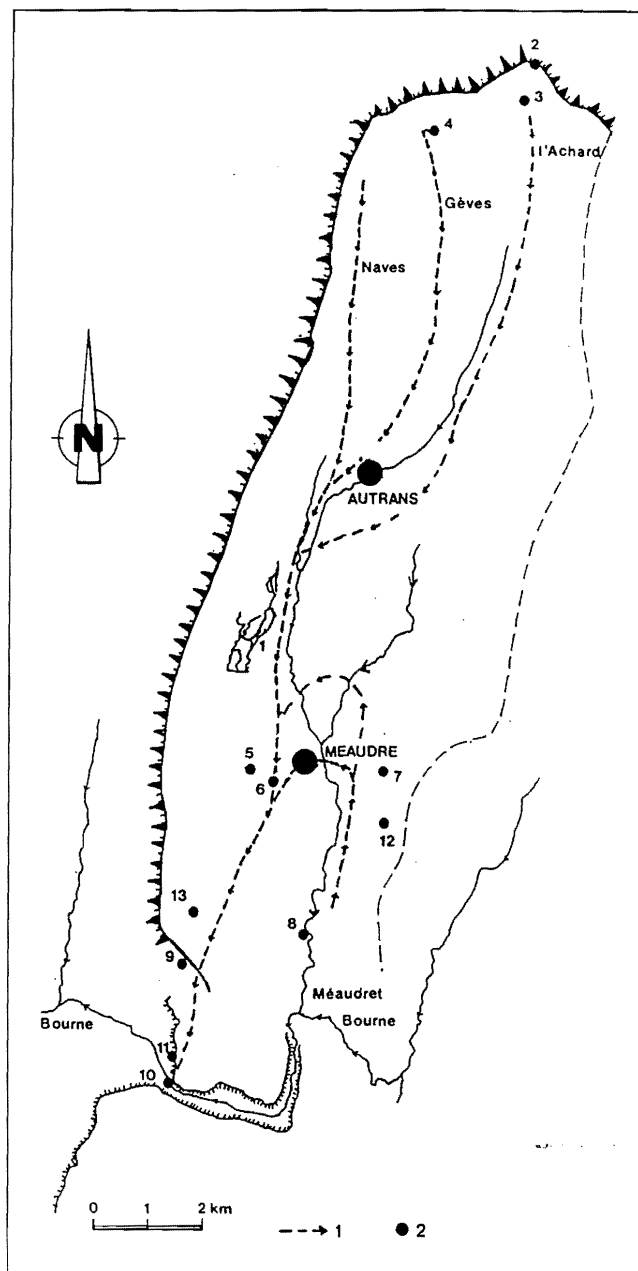


Figure II.56 - Le bassin d'alimentation karstique de Goule Noire

1 : Trajet supposé des écoulements souterrains ; 2 : Principale cavité du bassin ;

1 : Trou Qui Souffle et son développement en plan ; 2 : Grotte des Jumeaux ; 3 : Trou du Mortier ; 4 : Glacière d'Autrans ; 5 : Ramzinc ; 6 : Scialet du Peljonc ; 7 : Le Crau ; 8 : Grotte des Areniers ; 9 : Grotte de Roche Chalve ; 10 : Goule Noire ; 11 : Grotte de Favot ; 12 : Antre de vénus ; 13 : Sc.. Gay Bunny
D'après B. Lismonde, 1990

l'écoulement endokarstique est vraisemblablement à dominante libre, au moins jusqu'au niveau d'Autrans, si on se réfère aux vitesses de transfert des colorations (Tableau II.1).

En l'absence de réseaux spéléologiques connus, on

possède peu d'informations hydrogéologiques concernant le secteur d'Autrans. Néanmoins, étant donné le dispositif litho-structural, il est vraisemblable qu'une zone noyée occupe le coeur du synclinal. Si cette zone noyée existe, le drain transmissif de celle-ci se situe sur le flanc occidental du synclinal, dans le prolongement de la gouttière de Naves-combe du Furon pour la principale raison suivante. C'est au niveau de cette gouttière que la pente est la plus importante, notamment vis-à-vis de la gouttière du Méaudret (Figure II.57). Cette différence de gradient entre ces deux gouttières parallèles n'est pas d'ordre géologique bien qu'on relève un léger relèvement axial de la gouttière du Méaudret vers le sud. Cette différence doit son origine à l'encaissement de plus en plus marqué de la Bourne vers l'ouest. La Bourne recoupe la gouttière du Méaudret vers 925 m (les Jarrands) et au niveau des assises sénoniennes alors qu'elle recoupe celle de la combe du Furon (Goule Noire) vers 680 m et pratiquement au niveau du substratum hauterivien. Cette différence de 235 m est d'autant plus déterminante dans l'emplacement du drain transmissif que le bassin d'alimentation karstique de Goule Noire est longiforme. Plusieurs faits confortent cette hypothèse :

- la situation de l'exutoire dans le prolongement de la gouttière de la combe du Furon ;

- la reconnaissance de paléodraines et l'existence de regards sur le drain actuel au niveau du Trou Qui Souffle qui se développe sur le flanc occidental du val d'Autrans-Méaudret ;

- les anciennes pertes du Méaudret (Trisou⁽¹⁾) qui rejoignaient le collecteur de Goule Noire. Étant donné le coeur hauterivien de l'anticlinal chevauchant du Gros Martel séparant les gouttières du Méaudret et de la combe du Furon, il est vraisemblable que le Méaudret souterrain s'écoulait en sens inverse du cours aérien, c'est-à-dire vers le nord jusqu'au droit de Méaudret où il se collecte sur le drain principal. Cet écoulement se réalise vraisemblablement en régime noyé si on se réfère au temps de transfert et de restitution des traçages entre le Trisou du Méaudret et Goule Noire (Tableau II.1). La crue du 8 et 9 juillet 1996 a fortement remué le lit du Méaudret ; depuis cette crue, les pertes du Méaudret ont retrouvé une certaine activité, comme en témoigne l'assèchement total de son lit en aval de ses anciennes pertes lors de l'étiage de septembre 1996.

Les explorations spéléologiques menées par le S.G.C.A.F. sur le Trou Qui Souffle (B. Lismonde, 1981, 1982, 1983, 1985, 1986, 1988, 1989, 1990) ainsi que les recherches réalisées pour le captage des eaux de cette cavité (B. Talour, 1980, J. Biju-Duval in B. Lismonde 1991 ; Arkessa, 1986, 1987) permettent de bien saisir l'organisation du drainage endokarstique jusqu'à Goule Noire. Les traçages réalisés au niveau du Trou Qui Souffle mettent en évidence un transit relativement long (de l'ordre du mois en période d'étiage) pour une distance

(1) Ces pertes ont été artificiellement colmatées en 1953.

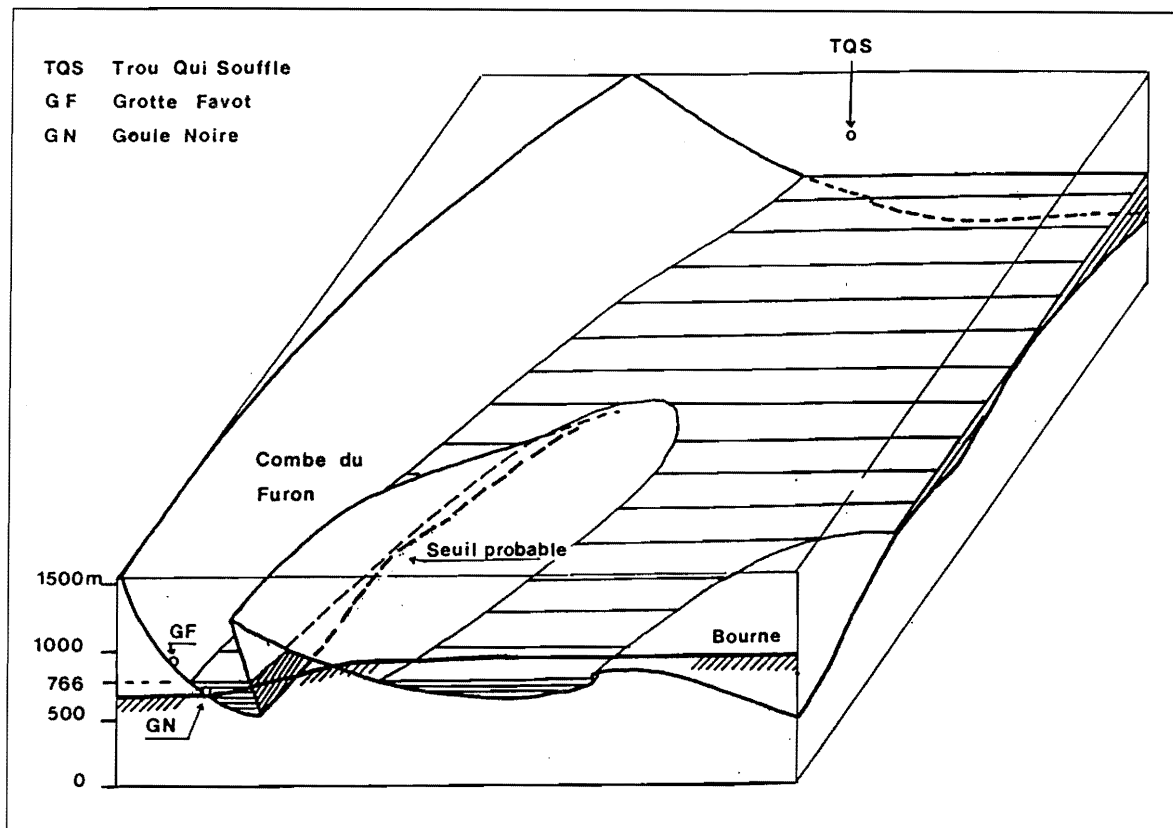


Figure II.57 - Vue en perspective du substratum hauterivien

Cette perspective permet de visualiser le substratum hauterivien qui constitue le niveau de base lithologique du système de Goule Noire. Les deux gouttières du synclinorium d'Autrans-Méaudre sont portées ainsi que le profil en long de la Bourne. On perçoit bien que le gradient hydraulique est plus important côté Combe du Furon ; c'est à ce niveau que se situe le drain de la zone noyée.

D'après B. Lismonde, 1990

de 9 km. Étant donné la faible pente (0,15 %) entre le "siphon -307" du Trou Qui Souffle (766 m d'altitude) et le siphon amont de Goule Noire (+ 67 m ; 753 m d'altitude), l'essentiel du drainage entre ces deux points se fait en régime noyé. L'étude de la concentration des traceurs en fonction du volume écoulé permet d'estimer à 1 million de m³, le volume d'eau compris entre ces deux points.

L'exploration spéléologique et spéléonautique de Goule Noire (P. Penez, F. Poggia) met en évidence que cette zone noyée ne se développe pas jusqu'à l'exutoire puisque cette cavité remonte de près de 70 m et se caractérise par une alternance de siphons ponctuels et étagés et de tronçons non siphonnants (Figure II.58). B. Lismonde (1991, 1995, 1996) rapporte le terme-aval de cette zone noyée à l'existence d'un seuil situé vers 750 m d'altitude au niveau de la combe du Furon ; ce seuil dont il reste à définir l'origine (accident chevauchant des Eversins ?), aurait également pour effet de contrarier l'évacuation des surcharges hydrauliques lors des périodes de fortes précipitations et de brusque fusion nivale. Le fonctionnement en trop plein de certaines cavités (Labyrinthe de Méaudre, émergence du Coin...), la mise en charge et l'ennoyement partiel du Trou Qui Souffle sont liés à ce seuil. Lors de la crue du 18 mai

1994, le Trou Qui Souffle a été ennoyé sur une centaine de mètres (jusqu'à la côte -200 m) (B. Lismonde, 1995). La mise en évidence de cet ennoyement et sa relation avec le seuil du Furon sont particulièrement intéressantes dans la compréhension des sédiments varvés pléistocènes présents dans le Trou Qui Souffle (*infra* : 3).

En ce qui concerne l'extrémité-aval du système karstique de Goule Noire, il est important de signaler l'existence de la grotte Favot (880 m), perchée à environ 200 m au dessus de l'exutoire actuel. Cette cavité appartient à une ancienne structure de drainage contemporaine d'un paléo-talweg de la Bourne, situé au moins 200 m en contre-haut de l'actuel (J.J. Delannoy, 1981, 1991). Une récente coloration (D. Thibault, 1995) injectée au point bas de la grotte Favot (base du "Grand Scialet", -116 m ; 764 m d'altitude) met en évidence l'étroite relation existant entre cette ancienne structure de drainage et le drainage actuel (Tableau II.1).

En conclusion, nous retiendrons dans le cadre de notre recherche :

- l'influence de la Bourne jusqu'à l'extrémité septentrionale du val d'Autrans-Méaudre ;
- le caractère déterminant du gradient hydraulique

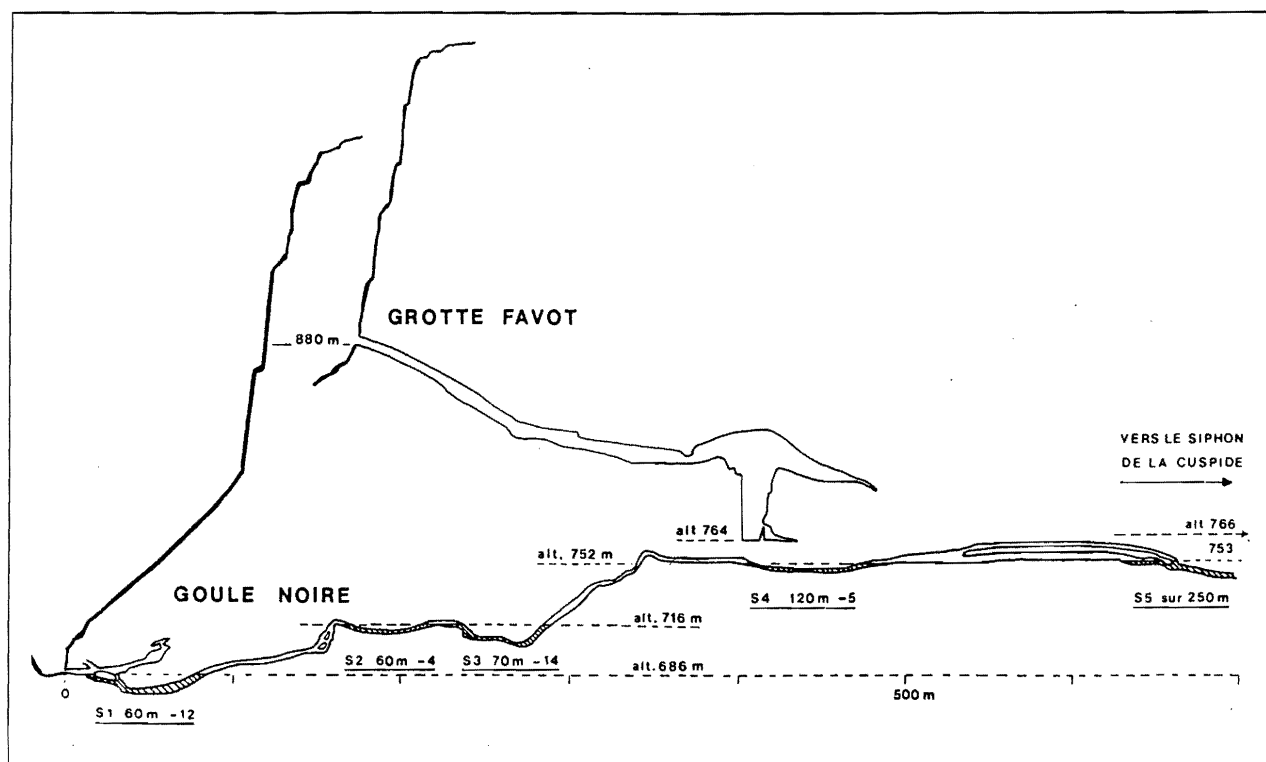


Figure II.58 - Coupe des réseaux de Goule Noire et de la Grotte Favot

S1 60 m -12 : signifie Siphon 1 de 60 m de développement et de 12 m de profondeur.

D'après B. Lismonde, 1990

imposé par la Bourne dans l'organisation du drainage endokarstique et, plus particulièrement, en ce qui concerne l'emplacement de l'axe de drainage (au profit de la gouttière Naves-combe du Furon);

- la persistance de ce caractère déterminant comme en témoignent l'étagement de différentes générations de drainage karstique (exemple de l'étagement grotte Favot - Goule Noire);

- l'existence d'un seuil entraînant des mises en charge de la base de la zone vadose (ennoyement de la base du Trou Qui Souffle); mises en charge qui sont effectives au moins depuis le Pléistocène si on se réfère aux argiles varvées du Trou Qui Souffle (*infra*: 3).

1.2.1.2. Le système de Goule Blanche

Comparativement au système de Goule Noire, celui de Goule Blanche ne dispose pas d'une connaissance hydrogéologique aussi poussée (Tableau II.1). Aussi seuls les principaux traits hydrogéologiques sont ici présentés.

L'émergence de Goule Blanche qui s'ouvre à 832 m en rive gauche des gorges-amont de la Bourne, draine un important bassin d'alimentation karstique. Celui-ci englobe, d'une part, le secteur de la forêt de la Loubière-Essarteaux et, d'autre part, l'ensemble du rebord oriental, compris entre le col de l'Arc et le Pas d'Ernadant et qui se caractérise par les hauts reliefs du Cornafion, des Deux Sœurs et de la petite et grande Moucherolle situés entre 2050 et 2284 m. Les limites hydrogéologiques sont au nord la gouttière transverse de la Bourne, au nord-est le

chevauchement du Moucherotte - Pic St-Michel, à l'est la base du crêt urgonien et au sud la faille de Carette. La limite occidentale correspond au chevauchement de l'ondulation anticlinale de la Loubière-Essarteaux (crête de l'Ange-Sambue); à l'ouest de ce chevauchement, se développe le bassin d'alimentation karstique de Goule Verte (700 m) qui s'ouvre également en rive gauche de la Bourne et à environ 2,5 km en aval de Goule Blanche.

En résumé, le bassin d'alimentation karstique de Goule Blanche s'apparente schématiquement à un synclinorium subméridien accidenté dans sa partie occidentale par des accidents de même direction légèrement chevauchants et responsables d'ondulations anticlinales. Cette structure d'ensemble présente un abaissement axial vers l'ondulation transverse de la Bourne.

L'impluvium karstique correspond pour l'essentiel aux assises barrémo-bédouliennes; les terrains sénoniens dépendants de Goule Blanche restent limités au secteur des Clots-Crête du Peuil qui correspond à une zone structurale doublement déprimée: l'axe du synclinal de Villard-de-Lans et le prolongement de la gouttière transverse de la Bourne.

Le caractère peu perméable des terrains miocènes est renforcé par les formations morainiques et glacio-lacustres qui recouvrent le fond du val de Lans-en-Vercors - Villard-de-Lans. C'est sur ces formations pléistocènes que s'écoulent la haute-Bourne et ses affluents (ruisseaux de la Fauge et de Corrençon).

En prenant en compte les colorations réalisées sur ce système karstique et les explorations spéléologiques menées ces dix dernières années sur le rebord oriental du Vercors (G.S. Vizille, Individuels drômois...), le drainage endokarstique semble actuellement s'organiser globalement de la manière suivante. Les infiltrations et ruissellements recoupent subverticalement l'ensemble barrémo-bédoulien pour se concentrer au niveau du substratum hauterivien. Les écoulements souterrains tributaires du substratum hauterivien se raccordent au synclinal de Villard. Ce raccordement s'effectue sous l'étroit contrôle du dispositif structural et des accidents tectoniques locaux. Les écoulements endokarstiques provenant de l'extrémité méridionale du bassin d'alimentation karstique (Antre des Damnés, scialet de la Bulle-Clos de la Fure, 5 scialets-Combe de Fer...) et du rebord occidental du horst de la cote 2000 (scialets Moussu, Darbon...) s'organisent, tout d'abord, d'Est en Ouest conformément à la dominante monoclinale, puis empruntent la structure synclinale (sud-nord) dans laquelle s'agence vraisemblablement une zone noyée. Si cette zone noyée existe, son drain transmissif se situe, sans nul doute, sur le rebord occidental du synclinal, comme tend à le souligner l'emplacement de Goule Blanche. L'emplacement de ce drain répond à la même logique que celle proposée pour le drain de Goule Noire. Du fait de l'accentuation vers l'ouest de l'incision des gorges de la Bourne, c'est au niveau de ce rebord occidental que le gradient hydraulique du système de Goule Blanche est le plus important. En ce qui concerne le drainage endokarstique provenant des réseaux du Clôt d'Aspres, celui-ci apparaît dépendant de l'ondulation synclinale de la Fauge ; c'est pourquoi, les écoulements tributaires du substratum hauterivien se dirigent vers le nord pour se raccorder au synclinal de Villard-de-Lans.

Si un certain nombre de points sont communs aux systèmes de Goule Blanche et de Goule Noire (structure synclinale, dépendance vis-à-vis de la gouttière transverse de la Bourne, positionnement du drain défini par le gradient hydraulique imposé par l'incision de la Bourne...), on relève, cependant, une différence majeure. En effet, dans l'état actuel des connaissances (tant au niveau des réseaux spéléologiques de Goule Blanche que de réseaux sus-jacents), on ne remarque pas, dans le cas du système de Goule Blanche, d'étagement marqué d'exutoires karstiques. Même si avant son aménagement hydroélectrique, les eaux de Goule Blanche émergeaient dans le lit même de la Bourne, à environ une vingtaine de mètres en contrebas et en aval du porche d'entrée, cet "étagement" n'est en rien comparable avec celui de Favot-Goule Noire dont l'amplitude est dix fois supérieure. L'étude spéléogénique des réseaux du Clôt d'Aspres nous révèle, cependant, l'existence d'anciennes structures de drainage endokarstique ("l'Autoroute du Soleil" des réseaux médians du Clôt d'Aspres ; *infra* : 3) qui rappellent celles présentes dans le système de Goule Noire

(Antre de Vénus, paléodrain du Trou Qui Souffle ; *infra* : 3). Dans ces circonstances, l'absence d'étagement de structures de drainage au niveau de Goule Blanche semble signifier que les paléo-exutoires de ce système ne se situent pas à l'aplomb de l'émergence actuelle et doivent être recherchés le long des paléo-talwegs de la Bourne. Nous reviendrons sur ce point dans la reconstitution karstogénique des Quatre Montagnes (*infra* : 4).

1.2.2. Les systèmes dépendants du Furon-Isère

Il est, d'emblée, intéressant de souligner que les systèmes du Bruyant et des Cuves de Sassenage apparaissent aujourd'hui mieux adaptés au dispositif litho-structural que le Furon.

En effet, ce cours qui emprunte la gouttière synclinale d'Engins pour rejoindre la cluse de Grenoble, ne s'écoule pas dans l'axe du synclinal mais sur son flanc occidental. Ce qui explique que le Furon malgré un enfoncement d'environ 700 m (l'Olette -949 m-, les cascades de Sassenage -250 m-) reste pour l'essentiel dépendant substrat sénonien (exception faite du secteur compris entre le barrage d'Engins et Fonds Laliarey, qui recoupe le sommet du Bédoulien). Ce caractère excentré du Furon est vraisemblablement lié à une surimposition sur les dépôts miocènes dont l'extension devait être jadis plus importante qu'aujourd'hui.

Les exutoires karstiques du Bruyant et des Cuves de Sassenage, bien qu'ils se raccordent au Furon, se situent, quant à eux, dans l'axe de la gouttière synclinale d'Engins.

1.2.2.1. Le système du Bruyant

L'émergence du Bruyant s'ouvre à 978 m d'altitude au fond d'une reculée karstique qui incise sur plus d'1 km le petit plateau sénonien de la Bouchardière sur lequel subsiste la couverture miocène ; ce petit plateau que longe le Furon, correspond à la zone axiale du synclinal de Villard-de-Lans - Engins sur laquelle repose le pli couché et chevauchant du Moucherotte. La reculée du Bruyant se raccorde à l'amont des gorges d'Engins (confluence avec le Furon vers 894 m) (J.J. Delannoy, 1981 ; Ph. Audra, 1994).

Les traçages réalisés sur l'entité urgonienne du Moucherotte - Pic St Michel montrent qu'elle est drainée uniquement par le Bruyant dont le bassin d'alimentation karstique peut être estimé à 12 Km² (Tableau II.1, Figure II.59 ; Ph. Audra, 1991). L'organisation du drainage endokarstique est similaire aux unités précédentes : recoupement de la masse urgonienne par les infiltrations et ruissellements souterrains qui se collectent sur le substratum hauterivien ; ils s'écoulent alors conformément au pendage et dans le cas du flanc inverse du pli couché du Moucherotte, en direction de l'ouest. C'est au niveau de la charnière de ce pli couché que semble se concentrer le drainage (zone noyée) et que se réalise partiellement le passage des assises urgoniennes

aux terrains sénoniens (Ph. Audra, 1994). N. Al Anbar (1979) estime, à partir des courbes de tarissement de l'émergence, entre 120 000 et 2,2 millions de m³ le volume de la zone noyée du Bruyant. Barré à l'ouest par l'accident chevauchant le val molassique, le drainage de cette zone noyée s'organise en direction du nord. C'est vraisemblablement au niveau de ce chevauchement mettant en contact les ensembles carbonatés sus- et sous-jacents que se réalise l'essentiel du passage Urgonien-Sénonien (Ph. Audra, 1994). Quant au drainage vers le Nord, il est dû au gradient hydraulique qui augmente au fur et à mesure de l'encaissement du Furon vers la cluse de Grenoble. La position de l'exutoire répond d'ailleurs à cette quête du gradient hydraulique maximum ; soit le plus en aval possible de l'entité hydrogéologique (le pli couché du Moucherotte).

Le caractère relativement chaotique du fond de la reculée ne permet pas d'observer un étagement potentiel d'exutoires. Ph. Audra (1994) ayant mis en évidence, notamment dans la grotte Vallier, un étagement de structures de drainage endokarstique (dont la plus ancienne est rapportée au Pliocène *s.l.*), on pouvait s'attendre à retrouver à l'aval du système un tel étagement. Plus qu'au caractère chaotique précédemment souligné, nous rapportons cette absence apparente d'exutoires étagés au phénomène de reculée. Ce phénomène est, en effet, l'expression morphologique du recul de l'exutoire (ici conformément au pendage en direction de l'axe synclinal) directement commandé par l'encaissement du Furon (Figure II.59). Dans le cas de ce système, la réponse morphologique du karst vis-à-vis de l'enfoncement du Furon est double : étagement des structures de drainage endokarstique et recul, plutôt qu'étagement, de l'exutoire. Nous reviendrons sur l'évolution de ce système qui a été influencée à différentes périodes par le glacier de l'Isère tant à l'amont (pertes glaciaires : ex. de la grotte Vallier ; Ph. Audra, 1994) qu'à l'aval (difffluence du glacier de l'Isère ; *infra* : 2).

1.2.2.2. Le système des Cuves de Sassenage

Les Cuves de Sassenage (298 m) qui s'ouvrent en rive droite du Furon, correspondent au plus bas exutoire du Vercors ; moins d'une centaine de mètres séparent cet exutoire de la plaine de l'Isère (cluse de Grenoble : 207 m). Cette situation fait que la base du système des Cuves de Sassenage a subi directement les effets des glaciations pléistocènes ; effets d'ordre, à la fois, "physique" (présence du glacier) et hydrographique (surcreusements glaciaires et remblaiements tardi- et post-glaciaires ; *supra* : Introduction générale). Nous aborderons ces effets dans l'étude endokarstique du système Sornin-Cuves de Sassenage (*infra* : 3).

Cet exutoire draine deux sous-unités hydrogéologiques : le plateau "sénonien" des Charvets-St Nizier qui a été

périodiquement recouvert par le glacier de l'Isère et le "plateau" urgonien du Sornin qui a été le siège de petites calottes glaciaires (J.J. Delannoy, 1981, 1983). Il existe un troisième apport : le Furon qui perd une partie de ses eaux au niveau du recoupement des assises urgoniennes (N. Al Anbar, 1979).

L'essentiel des écoulements émergeant aux Cuves de Sassenage provient du Sornin dans lequel se développe l'important "système" spéléologique du Berger-Fromagère (-1258 m ; 28 500 m). La connaissance spéléologique de cette unité et les colorations réalisées (Tableau II.1) permettent une appréhension du drainage endokarstique. Le recoupement de la masse urgonienne par les infiltrations et ruissellements souterrains se réalise principalement dans la région axiale du pli coiffé et dissymétrique du Sornin dans laquelle sont emboîtées les cuvettes glacio-karstiques du Sornin et de la Sure (*infra* : 2). Les écoulements souterrains se "collectent" en profondeur sur le substratum hauterivien et s'organisent conformément au pendage de la retombée orientale du pli qui se raccorde en contrebas au synclinal d'Engins. Une zone noyée se développe dans la région axiale de ce synclinal barré à l'est par le chevauchement du pli de Sassenage. Le drainage de cette zone noyée s'effectue vers le Nord, en direction des Cuves de Sassenage qu'elle alimente en grande partie (siphons Bonneval et de la Salle à Manger)⁽¹⁾.

Les eaux d'infiltration du plateau de St Nizier se collectent également dans l'axe du synclinal d'Engins mais restent apparemment perchés au dessus de la zone noyée. Ce caractère "perché" est lié à la nature localement marneuse de la base du Campanien (lauzes marneuses) que renforce la proximité du niveau de base relatif alboaptien. Nous rapportons à cette même cause lithologique la position légèrement perchée des Cuves de Sassenage (298 m) au dessus du talweg actuel du Furon (283 m).

On ne relève pas d'étagement d'exutoires auquel on aurait pu s'attendre étant donné, d'une part, la relative importance de l'incision de l'Isère (environ 700 m depuis le Pliocène terminal si on se réfère aux travaux de Monjuvent, 1978) et, d'autre part, les oscillations du talweg de l'Isère durant le Pléistocène (surcreusements glaciaires dont certains de l'ordre de 400 m ; puissants remblaiements post-glaciaires ; *infra* : Introduction Générale, 3.2.).

Considérant la puissance des surcreusements glaciaires qui ont entraîné un fort abaissement du niveau de base régional, J.C. Fourneaux (1976, 1978) émet l'hypothèse d'une probable alimentation de la nappe alluviale de l'Isère par le karst. Un tel fonctionnement hydrogéologique a été mis en évidence sur la retombée orientale du pli de Sassenage (J.Y. et F. Cordeau, 1973). Ce qui n'a pas été le cas au droit des Cuves de Sassenage pour des raisons d'ordre technique (absence de sondages).

(1) C'est au niveau de cette zone noyée que se réalise le passage de la base du Barrémien (fond du gouffre Berger) au Campanien

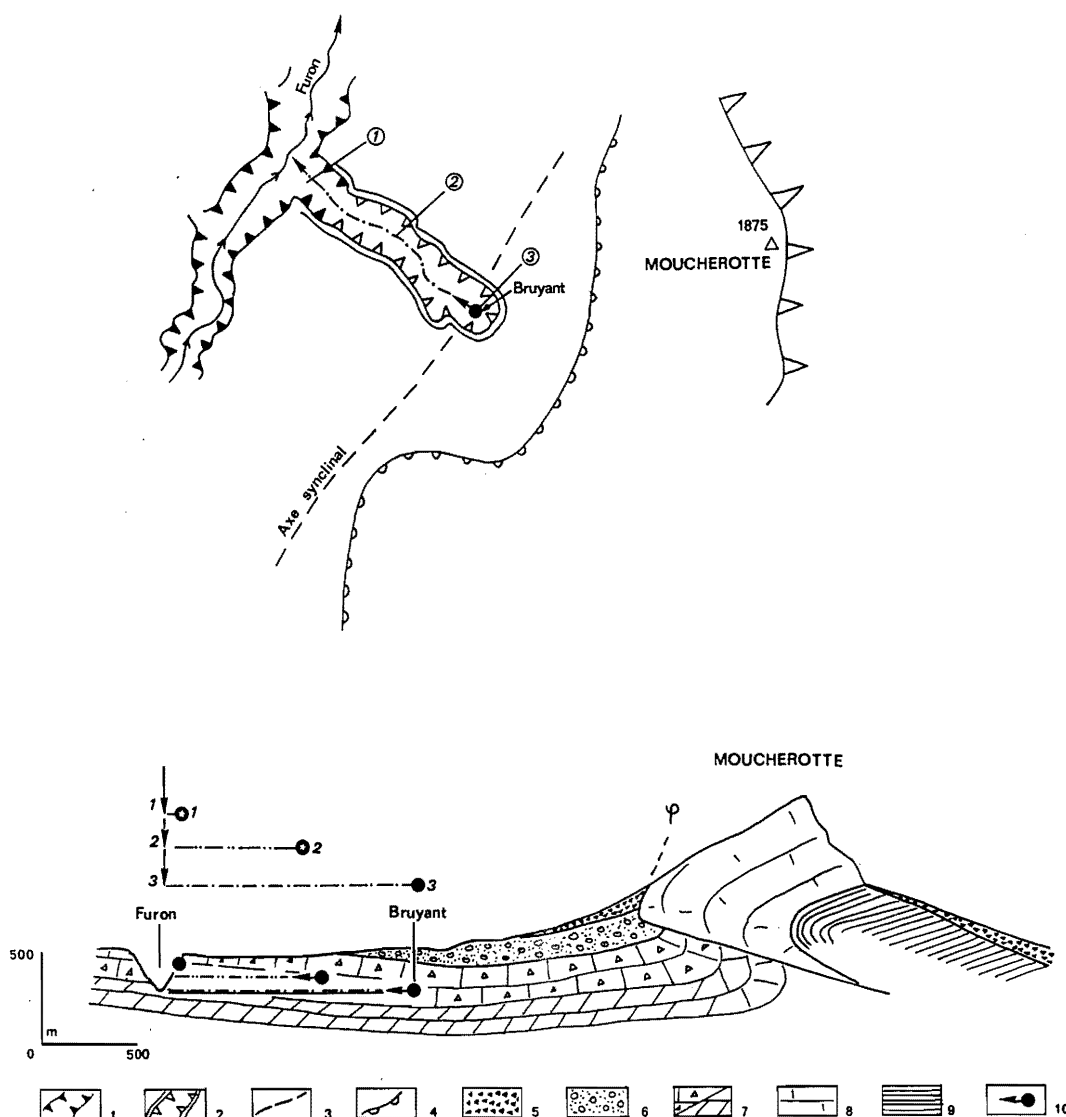


Figure II.59 - La reculée du Bruyant dans son environnement morpho-structural. Essai d'évolution

PLAN : 1 : Rebords de gorges ; 2 : Rebords de la reculée ; 3 : Axe synclinal ; 4 : Chevauchement du Moucherotte.

COUPE : 5 : Éboulis ; 6 : Molasses miocènes ; 7 : Calcaires du Crétacé supérieur ; 8 : Calcaires à faciès urgonien ; 9 : Marnes hauteriviennes ; 10 : Positions successives de l'émergence du Bruyant. Au fur et à mesure que le Furon s'encaisse, l'émergence du Bruyant recule conformément au pendage vers l'axe de la gouttière d'Engins.

Un bilan hydrogéologique, prenant en compte l'ensemble des entrées et sorties du système de Sassenage, permettrait d'estimer si l'ensemble du drainage karstique ou seulement une partie de celui-ci sort au niveau des Cuves. Dans le second cas, les Cuves de Sassenage constitueraient l'émergence de l'unité de St Nizier et le trop plein de l'unité du Sornin.

Si on se réfère aux réponses des systèmes karstiques

côtiers vis-à-vis des oscillations eustatiques, il serait étonnant que le système *s.l.* de Sassenage n'ait pas enregistré les puissants abaissments de son niveau de base durant le Pléistocène récent. Il n'existe, en effet, ici apparemment aucune contrainte géologique (au moins pour les eaux issues du Sornin) interdisant le raccordement du drainage karstique à un niveau de base situé en contrebas. Dans l'hypothèse d'un tel niveau de

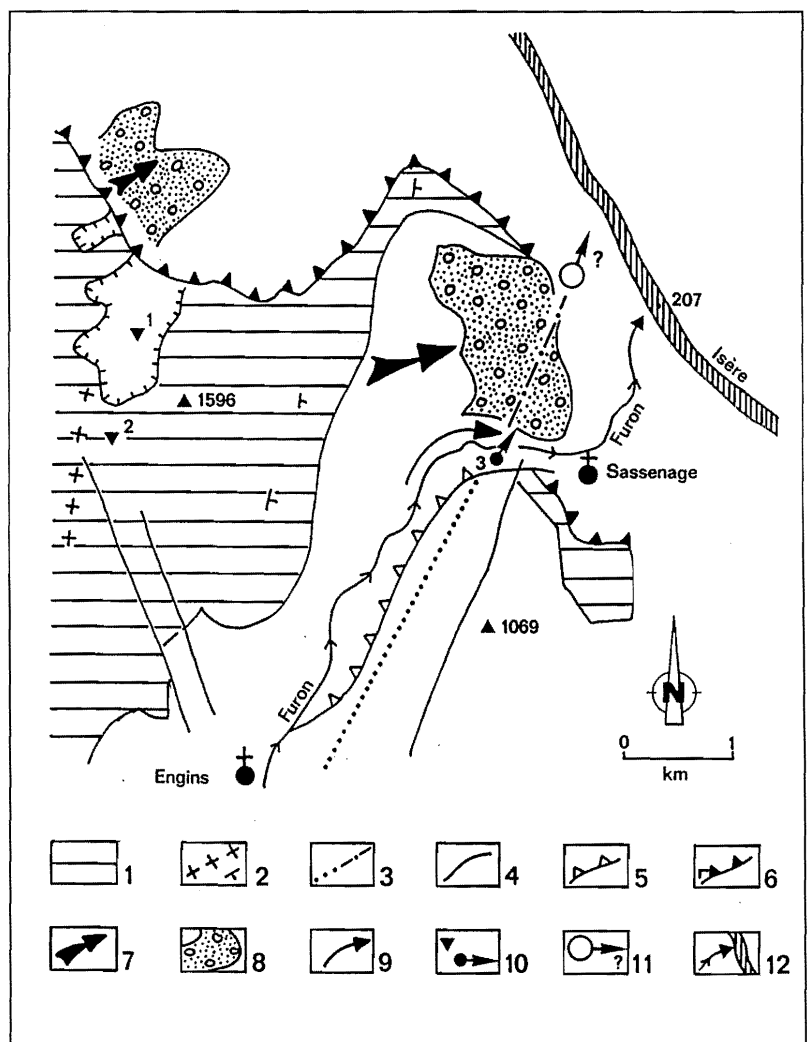
base, il est vraisemblable que les eaux provenant du Sornin se soient écoulées sur le substratum hauterivien jusqu'à l'axe du synclinal, puis dans l'axe de cette gouttière conformément à son pendage axial tourné vers le nord (Figure II.60). Dans ce cas tout à fait hypothétique, les eaux du Sornin soudraient au niveau du contact Urgonien-Hauterivien et bien plus au nord que l'actuel exutoire. Cette reconstitution ne prend, cependant, pas en compte les contraintes liées à la présence de la glace dans la vallée surcreusée et la relative rapidité des remblaiements post-glaciaires. Les travaux de Ph. Audra (1994) soulignent les probables contraintes imposées sur le système du Bruyant par la difffluence du glacier de l'Isère remontant le Furon ; celle-ci a, semble-t-il, fortement contrarié l'évacuation du drainage karstique et provoqué de puissantes mises en charge endokarstiques (argiles varvées dans la grotte Vallier). Si on tient compte d'un tel fonctionnement, il est peu vraisemblable d'envisager la structuration endokarstique pléistocène précédemment évoquée (de l'unité du Sornin) durant les phases de surcreusement glaciaire (présence d'une masse considérable de glace). Si cette structuration s'est réalisée, elle n'a pu s'accomplir que lors du retrait des glaces et avant le remblaiement glacio-lacustre à dominante

argileuse de la vallée de l'Isère. Dans cette hypothèse, est-ce que ce pas de temps a été suffisamment long pour permettre un telle structuration endokarstique ? Dans l'état actuel des connaissances, nous n'avons pas d'éléments de réponse permettant de valider l'hypothèse d'une organisation du drainage endokarstique se raccordant aux surcreusements pléistocènes de l'Isère. Les seuls éléments de référence dont nous disposons, sont les fonctionnements endokarstiques sourdant dans les lacs alpins, dont le surcreusement est d'origine glaciaire et qui sont actuellement en cours de remblaiement (ex. du système Tournette-lac d'Annecy).

Cet hypothétique étagement endokarstique inférieur (sous le niveau de l'actuelle plaine de l'Isère), ne résout pas l'absence de paléo-exutoires perchés au dessus des Cuves de Sassenage ; ce qui pose un problème étant donné que nous avons mis en évidence une structuration endokarstique sinon anté-pléistocène au moins antérieure au Pléistocène moyen (J.J. Delannoy, 1981). En l'état actuel des connaissances, nous rapportons cette absence au tracé relativement récent du bas-Furon. En effet, ce cours d'eau quitte, au niveau du Pont Charvet, la gouttière d'Engins qui l'avait guidé jusque là ; à l'aval de ce point,

Figure II.60 - Les Cuves de Sassenage dans son contexte morpho-structural

- 1 : Calcaires à faciès urgonien ;
- 2 : Axe de l'anticlinal du Sornin ;
- 3 : Axe du synclinal d'Engins ; même axe sous la masse éboulée de la Dent du Loup ;
- 4 : Faille ;
- 5 : Chevauchement ;
- 6 : Escarpement monoclinial ;
- 7 : Surface de "glissement" de l'éboulement de la Dent du Loup ;
- 8 : Masse éboulée de la Dent du Loup ;
- 9 : Détournement du Furon par la masse éboulée ;
- 10 : Gouffre/Émergence (1 : Gouffre Berger ; 2 : Sc. de la Fromagère ; 3 : Cuves de Sassenage) ;
- 11 : Paléo-émergence potentielle des Cuves de Sassenage en relation avec le surcreusement glaciaire. Cette éventuelle paléo-exutoire se situe aujourd'hui sous la surface de la plaine actuelle de l'Isère ;
- 12 : Le Furon et l'Isère actuels.



le Furon s'écoule transversalement au synclinal d'Engins et au pli chevauchant de Sassenage. Ce changement de direction du Furon est dû au méga-éboulement de la Dent du Loup et aux écroulements l'ayant accompagné qui ont, sans nul doute, contrarié le tracé et les écoulements du Furon. Cet éboulement est relativement récent puisqu'il repose sur les formations morainiques du maximum würmien (M. Chardon, 1980). Dans l'hypothèse d'une modification du tracé du Furon provoquée par ce méga-éboulement, le positionnement de l'exutoire du système des Cuves de Sassenage serait relativement récent, ce qui pourrait expliquer les fréquentes mises en charge observées dans la zone d'entrée des Cuves dues à des conduits sous-dimensionnés notamment vis-à-vis des réseaux-amont.

Comme pour le système du Bruyant, nous reviendrons sur ces éventuelles paléo-structures de drainage à l'aide d'informations issues de l'analyse du modelé et des réseaux spéléologiques.

1.2.3. Conclusions

Cette étude avait un double objectif :

- fixer le cadre hydrogéologique des différents grands systèmes karstiques appartenant aux Quatre Montagnes ;
- saisir les paramètres d'ordre géologique et hydrographique responsables de l'organisation actuelle et passée du drainage karstique ; l'appréhension de ces paramètres étant le préalable nécessaire, d'une part, à la compréhension endokarstique et, d'autre part, à la recherche des autres paramètres pouvant intervenir dans la structuration hydrogéologique du karst ; ces autres paramètres pouvant être d'ordre paléo-environnemental et/ou géomorphologique.

Comparativement au système des Coulmes, il semble que la structure endokarstique ait été ici essentiellement influencée par les dernières phases d'incision pléistocène du réseau hydrographique régional (Isère et Bourne), comme tendent, par exemple, à le suggérer l'organisation du drainage endokarstique (recoupement subvertical des assises urgoniennes) et l'absence apparente d'étagement d'exutoires (sauf pour le système de Goule Noire). L'étude des réseaux spéléologiques et du modelé superficiel devrait permettre de savoir si cette absence d'étagement de structures de drainage est apparente ou réelle et d'en chercher dans un cas comme dans l'autre les causes.

2. LES APPORTS DU MODELÉ SUPERFICIEL DANS LA COMPRÉHENSION KARSTOGÉNIQUE

Contrairement à la région des Coulmes, le modelé des Quatre Montagnes se caractérise par des formes glaciaires relativement bien conservées. Leur étude devrait permettre de mieux cerner l'évolution morphologique du Vercors durant le Pléistocène et de compléter le canevas morphogénique élaboré à partir des Coulmes où les péjorations pléistocènes ont eu un effet atténué.

L'étude morphologique ici proposée n'a pas pour objet d'analyser en détail les formes et formations glaciaires (déjà abordées dans notre thèse de 3^{ème} cycle) mais de définir l'impact des péjorations pléistocènes sur la dynamique de la Bourne et du Furon qui prennent naissance dans cette région et dont dépendent les principaux systèmes karstiques du Vercors.

La prédominance de formes glaciaires et périglaciaires a, ici, pour principale conséquence de masquer une grande partie du modelé anté-pléistocène. Néanmoins, l'étude détaillée du modelé permet de saisir quelques traits de ce modelé et de pouvoir les comparer avec ceux observés dans les Coulmes.

2.1. Les péjorations pléistocènes et leurs incidences morphologiques

Si on se réfère aux travaux sur la morphogénèse pléistocène dans les Alpes du nord (A. Allix, 1914, 1925 ; J. Blache, 1931 ; Y. Bravard, 1963 ; J.C. Fourneaux 1976, et *al.*, 1969 ; M. Gidon et *al.*, 1969 ; M. Gigout, 1969 ; R. Vivian et M. Ricq, 1969 ; M. Couteaux, 1978 ; G. Monjuvent, 1978 ; M. Chardon, 1980 ; A. Marnezy, 1979 ; J.J. Delannoy, 1981 ; G. Monjuvent et G. Nicoud, 1987 ; R. Maire, 1990 ; Ph. Audra, 1994), la limite des neiges permanentes sur glaciers, est généralement fixée aux alentours de 1200-1400 m ; cette limite variant, bien entendu, en fonction de l'environnement morpho-climatique, de l'exposition des reliefs, et de l'ampleur du refroidissement. Au moins en ce qui concerne le Pléistocène moyen et supérieur pour lesquels on dispose de témoins morphologiques, les péjorations climatiques les plus accentuées sont généralement attribuées au complexe glaciaire rissien *s.l.* (Tableau II.4). Il sera intéressant au terme de notre étude de voir si le Riss *s.l.* a également été prédominant dans la structuration endokarstique du Vercors ce qui revient à s'interroger sur l'incidence directe et la part des glaciations pléistocènes sur l'évolution karstogénique. C'est afin de répondre à cette question que nous avons jugé utile de prendre en compte la dimension glaciaire du modelé des Quatre Montagnes.

Comparativement aux autres secteurs du Vercors ayant été englacés durant le Pléistocène (Hauts Plateaux, Font d'Urle...), la région des Quatre Montagnes présente un contexte original puisqu'elle a été soumise, à la fois, aux

CHRONOSTRATIGRAPHIE					MORPHOSTRATIGRAPHIE				
ERE	SERIE	AGE Ka	COURBE OCEANIQUE (Ruddiman et al., 1988)	STADE ISOTOPIQUE	CHRONOSTRATIGRAPHIE ALPINE MODIFIEE (P. Mandier, 1988)	valable pour la vallée du Rhône			
QUATERNAIRE	HOLOCENE	10		1	FLANDRIEN	Creusement faible			
	SUPERIEUR	25		2	RECENT	WÜRM s.s.			
				3	MOYEN				
		75		4					
		90		5	ANCIEN		RISS-WÜRM s.l.	Creusement modéré	
		115			RISS-WÜRM s.s.				
		130							
		MOYEN		195	6	COMPLEXE RISSIEN	RISS RECENT R2	Creusement modéré	
					7		INTERGL R1-R2		
				250	8		COMPLEXE ANCIEN R1	STADE R1c	
				280	9			INTERST R1c/R1b	
	310			10	STADE R1b				
	350			11	INTERST R1b/R1a			Creusement modéré	
	390			12	STADE R1a				
	450			13	COMPLEXE INTERGLACIAIRE MINDEL-RISS		Creusement fort		
				14					
	INFÉRIEUR			590	15	COMPLEXE MINDELIEN	MINDEL RECENT M2		
		650		16					
				17	INTERGL M1-M2				
				18					
		750		19	COMPLEXE GÜNZIEN	MINDEL ANCIEN M1	Creusement fort		
				20					
				21					
		850		22	COMPLEXE INTERGLACIAIRE GÜNZ-MINDEL		Creusement important		
				23	COMPLEXE GÜNZIEN	GÜNZ RECENT G2			
				24		INTERGL G1-G2			
		25		GÜNZ ANCIEN G1					
	1000	26							
	TERTIAIRE	MIO-PLIOCENE		1800	27	PLAISANCIEN			
					28				
					29				
3400			30	ZANCLEEN		Creusement important			
5300			31	MESSINIEN		Creusement considérable			

Tableau II.4 : SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE DU PLIOCENE ET DU QUATERNAIRE
D'après P. Mandier 1988

Tableau II.4 -

glaciers locaux et au glacier de l'Isère (Figure II.61 et carte H.T.). Bien que ce double apport glaciaire soit resté limité au seul val d'Engins - Villard-de-Lans, il est intéressant d'emblée de s'interroger sur son influence par rapport à l'évolution de la Bourne. En effet, la diffuence du glacier isérois associée aux effets des glaciers locaux a entraîné la mise en place d'un lac dans le val de Lans-Villard-de-Lans dont l'un des émissaires empruntait les gorges de la Bourne.

Afin d'appréhender les différentes incidences morphogéniques et karstogéniques des glaciations, nous allons successivement aborder la dynamique de la diffuence du glacier de l'Isère, puis des glaciers locaux et, enfin, les synergies qui ont pu se mettre en place.

2.1.1. Les incidences morphogéniques et karstogéniques du glacier isérois et de ses diffuences

Si l'Isère, le Drac et la Romanche confluent aujourd'hui au niveau de la cuvette grenobloise, la logique d'écoulement lors des péjorations pléistocènes était toute autre du fait de la relative puissance du glacier de l'Isère surtout par rapport à ceux de la Romanche et du Drac. Le glacier du Drac est, semble-t-il, resté relativement en retrait de la région grenobloise (G. Monjuvent, 1978). Le caractère resserré de la cluse de Voreppe (par rapport au Grésivaudan) est à l'origine de l'important surcreusement glaciaire de la cuvette grenobloise (-400 m par rapport à l'actuelle plaine) et des multiples diffuences du glacier de l'Isère. La plus importante d'entre-elles remontait dans les basses vallées de la Gresse et du Drac. Lors du maximum rissien (Riss I), cette diffuence épaulée par le glacier de la Romanche a envahi le Trièves et remonté jusqu'à la haute vallée du Buech qu'elle a partiellement alimentée. Au Würm, cette même diffuence qui n'est pas allé au-delà de Monestier de Clermont, est à l'origine du lac pro-glaciaire du Trièves (G. Monjuvent, 1978) (Figure II.62). En dehors de cette diffuence majeure, le glacier de l'Isère en a émis d'autres ayant remonté plus ou moins loin à l'intérieur des massifs de la Chartreuse (col de Clémencières, vallée de la Vence...) et du Vercors (vallée du Furon, plateau de Montaud).

A partir d'un tel cadre glacio-dynamique, deux interrogations viennent d'emblée à l'esprit. D'une part, quelles sont les incidences des surcreusements glaciaires

et des remblaiements post-glaciaires sur l'agencement du drainage endokarstique directement dépendant de la vallée de l'Isère ? Et, d'autre part, quelles sont les conséquences morphogéniques et karstogéniques des diffuences du glacier isérois ? Dans l'étude hydrogéologique précédemment menée (*supra* : 1.2), nous avons déjà abordé la première question. Nous allons, ici, essentiellement traiter les différentes formes d'incidences morphologiques qu'ont engendrées le glacier isérois et ses diffuences.

2.1.1.1. Les apports des cavités recoupées par le recul du rebord externe

Le glacier isérois et sa diffuence du Drac⁽¹⁾ ont influencé l'évolution du rebord oriental et septentrional du Vercors. L'appréhension de cette évolution peut paraître une gageure étant donné qu'elle est peu perceptible à partir des seuls indices morphologiques. Ce rebord a, en effet, été soumis à d'importants éboulements⁽²⁾ liés à une décompression des parois et à des mouvements de réajustements isostasiques post-glaciaires (M. Chardon, 1980).

L'évolution pléistocène de ce rebord peut être, néanmoins, appréhendée par l'intermédiaire des nombreuses cavités ayant été recoupées par le recul du crêt urgonien et dont les plus importantes sont les scialets de la Bulle et des Sarrasins et les grottes des Deux Soeurs, de l'Oréade, Vallier et des Jumeaux (J.J. Delannoy, 1991, et *al.*, 1986, 1989 ; Ph. Audra, 1991, 1994 ; Ph. Audra et P. Rochette, 1993 ; Ph. Audra et *al.*, 1993 ; T. Krattinger et *al.*, 1995).

Les grottes des Deux Sœurs et Vallier permettent d'aborder le recul du rebord externe et de l'associer à la dynamique pléistocène.

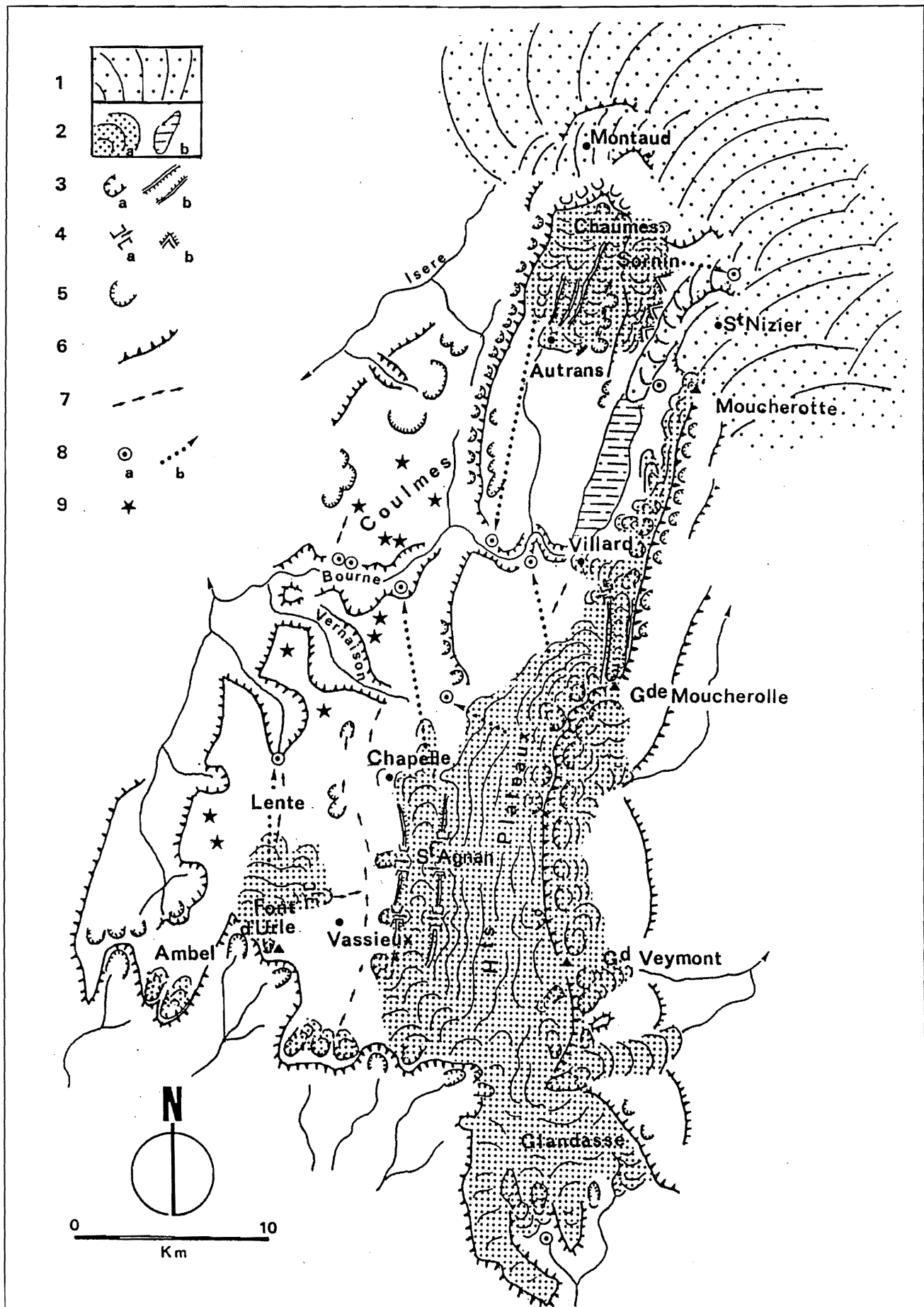
La grotte des Deux Soeurs (1840 m) s'ouvre au pied de la paroi orientale de la "Petite Soeur Sophie" (2162 m). Cette cavité se raccorde à l'important système du Clôt d'Aspres dont le dénivelé total est de 1066 m pour une trentaine de km de développement (*infra* : 3.2). Cette grotte débute par un réseau méandrique entrecoupé de petits ressauts, caractéristique d'un creusement en zone vadose. Le plancher de ce méandre présente de nombreuses formes d'érosion et de rares dépôts (marmites, vagues d'érosion, galets calcaires...). Ces

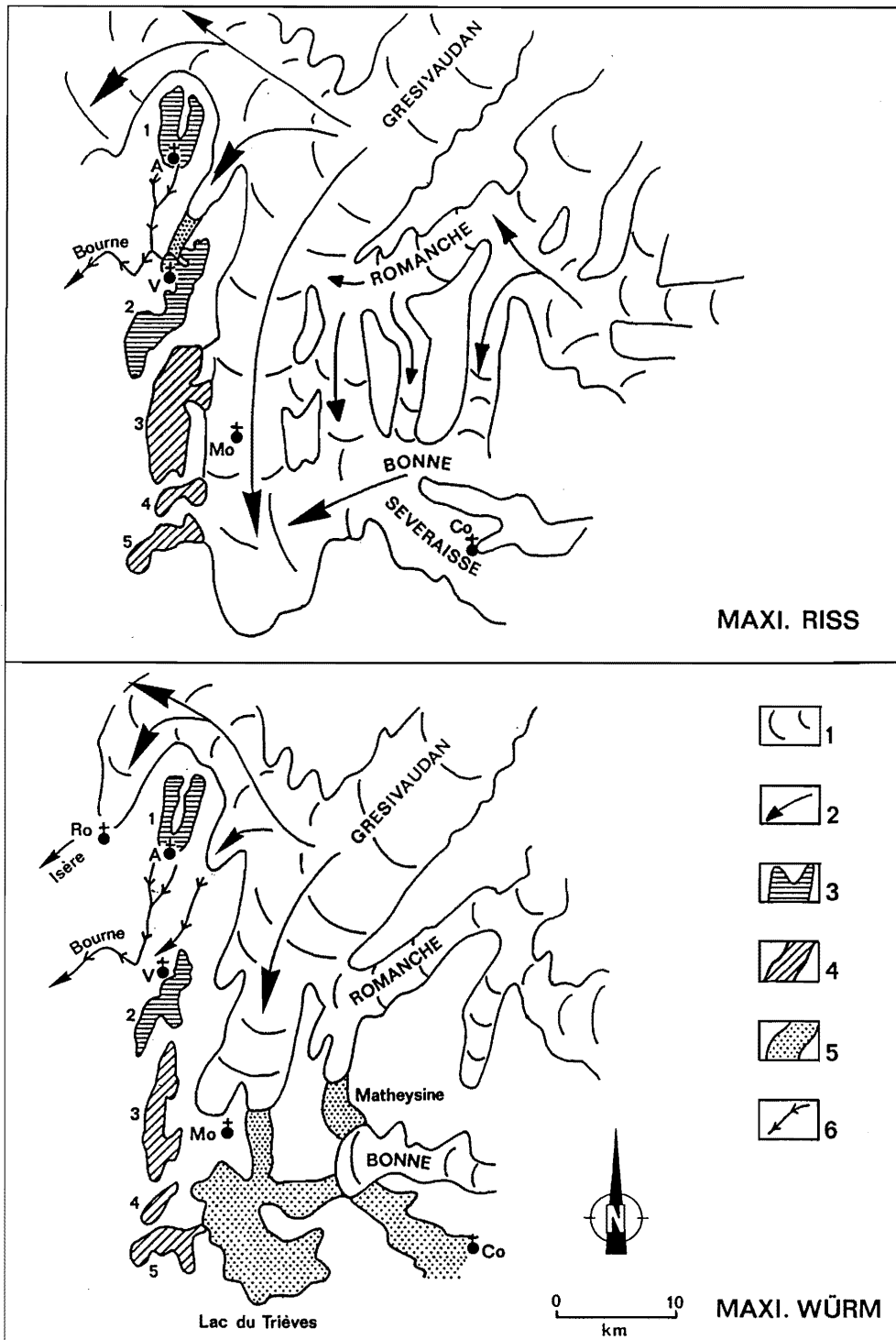
Figure II.61 - La répartition et les influences morphologiques des glaciers quaternaires dans le massif du Vercors

1 : Glaciers du Drac et de l'Isère et diffuence glaciaire du Furon ; 2 : Glaciers locaux, a : calotte et langues glaciaires, b : lac de barrage glaciaire (val de Lans en Vercors) ; 3 : Morphologie glaciaire : a : cirque glaciaire, b : rebord d'auge glaciaire ; 4 : a : col de diffuence glaciaire, b : chevron glacio-karstique ; 5 : Niche de nivation. 6 : Escarpement majeur ; 7 : Écoulement de surface d'origine nivo-glaciaire ; 8, a : Émergence qui ont été alimentée par des eaux d'origine nivo-glaciaire, b : écoulement souterrain actif lors des épisodes froids quaternaires ; 9 : Site souterrain à cytodromus.

(1) Par diffuence du Drac, nous entendons la diffuence du glacier isérois remontant dans les basses vallées du Drac et de la Gresse ; c'est au niveau de la diffuence remontant plus spécifiquement la Gresse, que le glacier isérois a contribué à l'évolution du rebord externe.

(2) Les éboulements les plus marquants sur ce rebord externe sont ceux des Deux Sœurs, du col de l'Arc, du plateau du Peuil, du Moucherotte-Seyssinet, de la Dent du Loup, de la Sure, de Rivière...





**Figure II.62 -
L'environnement glaciaire
alpin aux maxima rissien
et würmien**

1 : Glaciers alpins ;
2 : Sens d'écoulement glaciaire ;
3 : Glaciers locaux internes au Vercors (1 : glacier de l'Achard-Gève ; 2 : glacier de la Grande Moucherolle ; ne sont pas portés sur cette figure les calottes du Sormin, des Hauts Plateaux et le glacier de la Vernaïson) ;
4 : Glaciers locaux sur le rebord oriental du Vercors (3 ; 4 ; 5) ;
5 : Lac de barrage glaciaire ;
6 : Cours d'eau du Vercors alimentés par les glaciers pléistocènes. D'après G. Monjuvent, 1978

formes et formations liées à des écoulements à surface libre ont été fossilisées par un plancher stalagmitique dû à des ruissellements incrustants. Cet encroûtement a été, par la suite, sculpté par des vagues d'érosion engendrées par des circulations de nouveau agressives. Ces "coups de gouge" sont, en grande partie, scellés par une seconde génération de plancher stalagmitique. On ne relève pas de traces d'érosion affectant le plancher supérieur (Figure II.63).

L'existence même de cette cavité ainsi que la rythmicité d'écoulements érosifs et incrustants mettent clairement en évidence l'existence d'une zone

d'alimentation karstique, aujourd'hui, disparue et qui se situait à l'est de la paroi-limite du Vercors. Les datations réalisées sur les deux générations de spéléothèmes donnent un âge supérieur à 350 000 B.P. pour le plancher inférieur et 105 000 B.P. pour le plancher supérieur (Tableau II.5) (A. Bini et al., 1989). Ces "calages" chronologiques sont cohérents avec ceux réalisés dans des contextes spéléomorphologiques similaires dans les scialets des Sarrasins et de la Bulle (respectivement 350 000 B.P. et 230 000 B.P.) (J.J. Delannoy et al., 1986 ; Ph. Audra et al., 1993) ainsi qu'avec les observations de

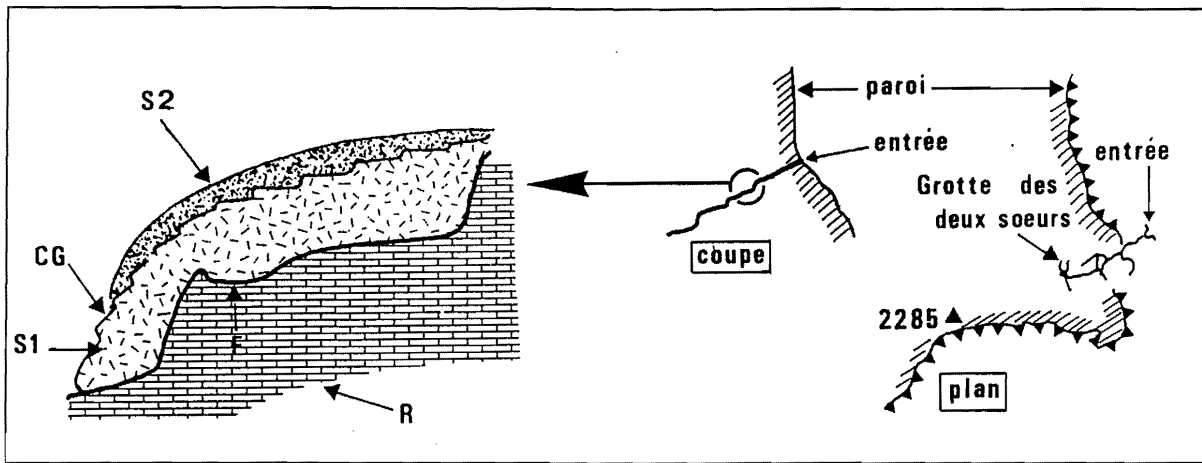


Figure II.63 - Coupe des différentes générations de spéléothèmes recouvrant le plancher rocheux du méandre d'entrée de la grotte des Deux Sœurs

R : Plancher rocheux ; F : Erosion fluviale (micro-marmites) ; S1 : Plancher stalagmitique plus vieux que 350 000 BP ; CG : Coups de gouge affectant le plancher S1 ; S2 : Deuxième génération de plancher stalagmitique daté de 105 000 BP.

Echantillon	(U) ppm	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	Age	Labo
V3 ST	0,311	0,99	48	0,904	255.000	1
U5 C1	0,453	0,713	infini	0,585	105.000	1
V4 C2	0,303	0,93	infini	0,022	2.400	1
V2 ps	0,99	1	132	0,92	275.000	1
V1 CS	0,217	0,99	21,8	0,632	108.500	1
2 Surs (S1)	0,101	0,685 ($\pm 0,262$)	14	1,262 ($\pm 0,410$)	+350000	2
2 Surs (S2)	0,143	1,188 ($\pm 0,138$)	23	0,633 ($\pm 0,075$)	105.000	2
Aso 1	0,099	1,052 ($\pm 0,04$)	grand	0,979 ($\pm 0,07$)	+350.000	2
Bo 1	1,62	0,98 ($\pm 0,014$)	111	1,048 ($\pm 0,012$)	+350.000	1
92001	0,079	1,54 ($\pm 0,042$)	19 ($\pm 4,2$)	0,908 ($\pm 0,43$)	198.100	2
92002	0,065	2,197 ($\pm 0,104$)	5,3 ($\pm 0,7$)	0,223 ($\pm 0,13$)	26.800	2
91042	0,141	1,132 ($\pm 0,054$)	2,32 ($\pm 0,09$)	1,73 ($\pm 0,069$)	+350.000	2
88200	0,222	1,006 ($\pm 0,012$)	5,7	1,06 ($\pm 0,128$)	282.000	2
FAV 1	0,315	1,048 ($\pm 0,010$)	14,1	0,960 ($\pm 0,013$)	310.000	1
FAV 2	1,9	1,08	380	0,935 ($\pm 0,03$)	215.000	1

Tableau II.5 - Résultats des datations U/Th sur les spéléothèmes des cavités des Quatre Montagnes

V3 ST : Clos de la Fure (stalactite) ; V5 C1 : Clos de la Fure (coulée) ; V4 C2 : Clos de la Fure (coulée) ; V2 ps : Moussu (plancher stalagmitique) ; V1 CS : Antre des Damnés (coulée de puits) ; 2 Surs (S1) : Grotte des 2 Sœurs, plancher inférieur ; 2 Surs (S2) : Grotte des 2 Sœurs, plancher supérieur ; Aso 1 : Autoroute du Soleil-Clôt d'Aspres ; Bo 1 : Bourrasque (Argentvie) ; 92001 : Antre de Vénus : plancher ; 92002 : Antre de Vénus (coulée pièce montée) ; 91042 : Antre de Vénus : plancher supérieur ; 88200 : Sarrasins : plancher ; FAV 1 : Grote Favot stalgmite ; FAV 2 : Grotte Favot, coulée dans Grand Scialet.
(1) : CENG-Grenoble - Ph. Holliger ; (2) : CERAK - Mons - Belgique.

Ph. Audra dans la grotte Vallier (Ph. Audra, 1994).

La grotte des Deux Soeurs fournit des informations intéressantes sur le recul externe du Vercors. Ce recul a été effectif durant le Pléistocène supérieur. En effet, si on se réfère à l'encroûtement supérieur, le méandre était encore parcouru par des écoulements incrustants durant l'interglaciaire Riss-Würm. Le recoupement "actuel" de cette cavité apparaît, de ce fait, clairement post-émien. Ce recul est-il l'expression de la morphogénèse würmienne, d'une décompression post-glaciaire du type

"Dent du Loup" (*supra* : 2.2), ou de la succession de ces deux dynamiques ? Cela reste à déterminer. Il semble, néanmoins, que le recul du rebord externe ait été effectif durant le Würm si on tient compte de l'absence d'écoulements érosifs post-émien. En effet, on constate au niveau des systèmes endokarstiques ayant évolué dans un contexte glaciaire que les péjorations pléistocènes se caractérisent par une incision plus ou moins marquée des réseaux de la zone vadose, ce qui est le cas du "système" souterrain du Clôt d'Aspres auquel appartient la grotte des

Deux Soeurs (*infra* : 3.2). Ce recul peut être, également, abordé notamment par l'étude des vagues d'érosion. Ces microformes d'érosion permettent d'estimer à environ 80 l/s (maximum) le débit des écoulements antérieurs à la première génération de plancher stalagmitique (> 350 000 B.P.) et à environ 20 l/s (maximum) le débit postérieur à ce même plancher. Cette différence peut être d'ordre climatique (alimentation météorique plus ou moins importante) comme elle peut être l'expression de la réduction progressive du bassin d'alimentation karstique. Si on rapporte cette évolution à la dynamique pléistocène et au calage du plancher supérieur, la seconde hypothèse apparaît la plus plausible. En effet, si on considère que les spéléothèmes se déposent préférentiellement durant les optima climatiques, le plancher stalagmitique inférieur est, au plus jeune, contemporain du complexe interglaciaire "Mindel-Riss". Dans cette hypothèse, se dégage une relative cohérence puisqu'on peut rapporter aux péjorations "rissiennes" les microformes d'érosion scellées par le plancher éémien. Le moindre débit relevé serait alors lié au recul du rebord externe entraîné par l'important enfouissement de l'ombilic grenoblois durant le Riss *s.l.* (G. Monjuvent, 1978). Cette reconstitution anté-éémienne reste du domaine de l'hypothèse.

La grotte Vallier qui a été étudiée par Ph. Audra (1994), confirme l'existence d'un important recul du rebord externe et apporte des informations complémentaires quant aux rôles du glacier isérois (et de ses diffuences) dans l'évolution endokarstique des reliefs orientaux. Cette cavité qui s'ouvre vers 1520 m au pied du Moucherotte, permet d'accéder à un important réseau souterrain ayant un dénivelé de 405 m et un développement de 9 km (*infra* : 3.2 et 4). Seule la zone d'entrée est, ici, traitée. Celle-ci présente, comme dans le cas de la grotte des Deux Soeurs, des traces de creusement⁽¹⁾ lié à des écoulements à surface libre provenant d'un bassin d'alimentation karstique aujourd'hui disparu. Ces formes d'érosion sont fossilisées par des dépôts présentant une relative alternance de sédiments détritiques et carbonatés. Le sommet de cette séquence est particulièrement intéressante puisqu'elle met en évidence l'existence de matériel allochtone qui, sur la base de l'étude pétrographique et des minéraux lourds (Ph. Audra, 1994), a été acheminé par le glacier isérois. La présence de ce matériel alpin dans la cavité ainsi que sa disposition sont liées à des pertes latérales d'origine glaciaire qu'on peut rapporter au Pléistocène ancien (Figure II.64). En effet, cette formation allochtone ainsi que les spéléothèmes sus- et sous-jacents apparaissent, sur la base des analyses paléomagnétiques, contemporains de l'inversion Matuyama (Ph. Audra et P. Rochette, 1992). Ces formations sont, donc, antérieures à 780 000 B.P. (passage de la période Matuyama au Bruhnes). Ce fonctionnement rapporté, de ce fait, au Pléistocène

inférieur semble remettre en question l'extension glaciaire maximale généralement attribuée au Riss *s.l.* Plus qu'une remise en cause du maximum de froid rissien qui est observé dans l'ensemble des Alpes, le caractère élevé "des" glaciers du Pléistocène inférieur (dont le sommet atteignait au moins 1550 m d'altitude) doit vraisemblablement son origine au moindre degré d'encaissement des vallées alpines (Ph. Audra, 1994). Ce haut-talweg des vallées alpines (dont il reste à définir l'altitude) aurait ainsi permis à un glacier d'ampleur modérée d'atteindre une altitude plus élevée que le maximum rissien dont le sommet se situait, dans la cuvette grenobloise, aux alentours de 1300 m d'altitude (sur la base des hauts témoins morainiques). L'absence dans la grotte Vallier de formations allochtones postérieures signifie que, dès le Pléistocène moyen, cette cavité était perchée au dessus des édifices glaciaires isérois. Ce qui, dans le contexte pré-défini, exprime une nette phase d'enfoncement du réseau hydrographique alpin qui avait été pressentie dans l'étude de la grotte des Deux Soeurs ; cet enfoncement ayant été vraisemblablement le moteur du recul du crêt urgonien et implicitement du recoupement de ces cavités. En contrebas du porche de la grotte Vallier, on trouve de gros "galets" d'amphibolite et de granite de 5 à 20 cm de diamètre. Ces éléments allochtones proviennent des remplissages de la grotte Vallier recoupée par le recul du crêt ; il ne s'agit pas de témoins morainiques en place.

2.1.1.2. Les incidences de la diffuence iséroise du Furon

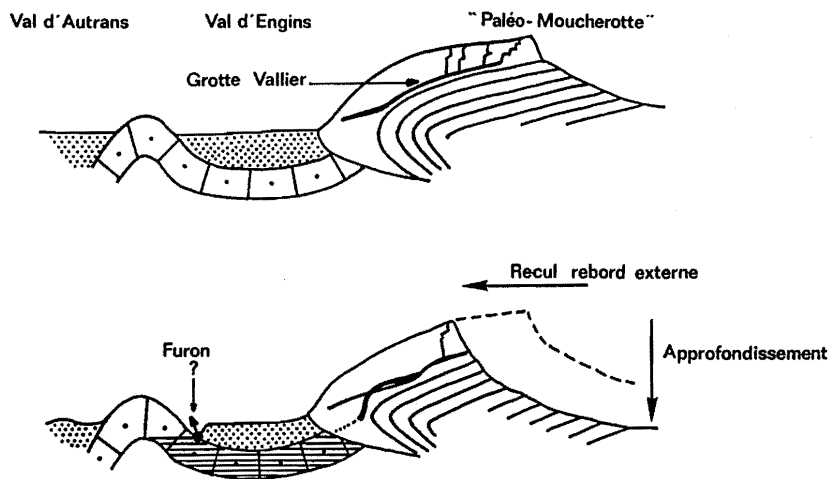
La diffuence du glacier de l'Isère qui remontait la vallée du Furon, a deux incidences majeures :

- elle a joué le rôle de barrage glaciaire vis-à-vis des eaux du Furon alimenté par les glaciers locaux du plateau des Ramées - Pic St-Michel et elle est à l'origine des épisodes glacio-lacustres du val de Lans - Villard-de-Lans. Cette incidence sera abordée en détail dans l'étude du fonctionnement lacustre du val de Lans-Villard-de-Lans (*infra* : 2.1., 3) ;

- elle a contrarié le fonctionnement hydrologique des systèmes endokarstiques dépendant de la vallée du Furon. Les dépôts varvés présents dans la grotte Vallier témoignent de l'ennoiement de ce système souterrain. Ph. Audra rapporte cet épisode à la présence de la diffuence glaciaire dans la vallée du Furon qui a contrarié l'émergence des écoulements en dehors du système karstique (Ph. Audra, 1994) ; ces écoulements étaient, par ailleurs, fortement alimentés par les eaux d'origine glaciaire issues du glacier de l'Isère et de la calotte du Moucherotte. Ces dépôts sont plus anciens que 780 000 BP si on se réfère à leur polarité magnétique négative dans la séquence étudiée par Ph. Audra et P. Rochette (1992). Les observations menées par Ph. Audra permettent de rapporter cet ennoiement du réseau au

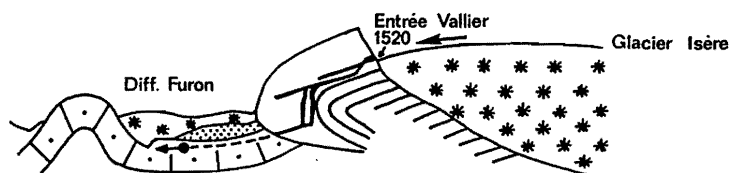
(1) Marmites, incisions verticales, microformes d'érosion...

Evolution Anté-Pléistocène



Evolution Pléistocène

Pléisto. Ancien



Pléisto. Récent

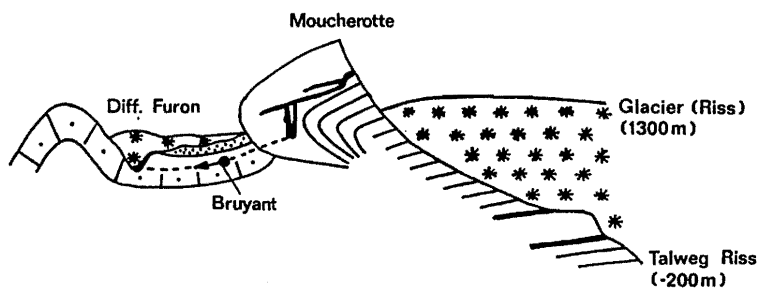


Figure II.64 - La grotte Vallier et l'évolution morphogénique du massif du Moucherotte depuis le Pliocène jusqu'au Pléistocène récent

1 : Molasses miocènes ; 2 : Calcaires du Crétacé supérieur ; 3 : Calcaires à faciès urgonien ; 4 : Marnes hauteriviennes ; 5 : Réseau souterrain et son exutoire ; 6 : Glacier.

fonctionnement en perte karstique de la grotte Vallier (vis-à-vis des eaux du glacier de l'Isère) ; un léger antériorité des dépôts varvés a été relevée par rapport aux formations sableuses qui les chapeautent.

2.1.2. Les incidences morphologiques des glaciers locaux du Vercors

Les glaciers locaux sont restés cantonnés aux reliefs orientaux (du Moucherotte aux Hauts Plateaux), à l'extrémité méridionale du val médian (Rousset-Chabotte), et à l'extrémité septentrionale ("plateaux" de Gève, du Sornin) du Vercors (Figure II.61 et carte H.T.). En dehors de quelques édifices glaciaires tournés vers l'extérieur du massif (glaciers des Rouvières, de Chichilianne-Cielles, de la Bâtie, de Gresse, de St Andéol, émissions de la calotte du Sornin...), l'essentiel des glaciers locaux se sont développés vers l'intérieur du Vercors. On peut distinguer, à partir du modelé, trois grands types d'édifices glaciaires : les calottes, les glaciers de vallée et de cirque (J.J. Delannoy, 1984, 1986). La distribution spatiale de ces trois types de glaciers dépend essentiellement de la topographie.

Les calottes glaciaires se sont développées sur les hauts reliefs peu accidentés et présentant une faible déclivité tels les plateaux de Gève et du Sornin, les Hauts Plateaux, le plateau de Fond d'Urle... Le modelé façonné par ces calottes s'apparente à une topographie de type fjell présentant une alternance de petits reliefs ayant été raclés ou polis par la glace (roches moutonnées) et de petites dépressions partiellement remblayées de matériel morainique. Ce modelé est visible sur le plateau sommital du Moucherotte et surtout sur les Hauts Plateaux (A. Marnezy, 1980 ; J.J. Delannoy, 1981, 1991 ; Ph. Audra, 1994). En règle générale, les formes purement glaciaires apparaissent relativement éparses et peu marquées dans le paysage. On relève plus fréquemment une topographie combinant, à la fois, le modelé glaciaire et le modelé karstique dont l'expression morphologique la plus caractéristique est le karst à banquettes structurales (A. Bögli, 1964 ; R. Maire, 1976, 1990 ; J.J. Delannoy, 1976). Ce modelé glacio-karstique est particulièrement bien marqué sur le plateau du Sornin (cuvettes de la Sure et du Sornin), sur la retombée occidentale de la Petite Moucherolle-Rochers de la Balme, au nord des Hauts Plateaux (Purgatoire-Erges) et sur le plateau de Fond d'Urle.

Lors des maxima de froid, ces calottes débordaient sur les flancs de ces hauts reliefs et émettaient des langues glaciaires qui ont profondément marqué le paysage. A titre d'exemple, sur le rebord oriental de l'anticlinal du Sornin, ces émissions glaciaires ont profondément incisé ce versant et dégagé de vigoureux chevrons glacio-karstiques (carte H.T.). Ceux-ci sont séparés, en contrebas, par de courtes et profondes gorges rejoignant le Furon. Moins marquée dans le paysage, la calotte du

plateau de Gève empruntait vers l'aval les vallons synclinaux de Gève et de Nave pour confluer au niveau d'Autrans avec le glacier du Mortier-Achard (*infra*). Dans ce même contexte dynamique mais en dehors de la région des Quatre Montagnes, les glaces des Hauts Plateaux ont modelé les profonds cols-déversoirs (col de difffluence glaciaire de la carte H.T.) qui entaillent le flanc oriental du val de St Agnan où elles confluaient avec le glacier de la Vernaison. On peut, aujourd'hui, observer de remarquables arcs morainiques au débouché de ces cols (exemple du lieu-dit le Château en contrebas de l'entaille des Bachassons)(A. Marnezy, 1980). Enfin, la calotte glaciaire du plateau de Font d'Urle émettait trois langues : l'une se dirigeait vers le Brudour et la dépression de Lente ; la seconde suivait un alignement SSW-NNE de dépressions ; la troisième diffusait par le col de la Chau au dessus de la cuvette de Vassieux.

Les principaux cirques glaciaires engendrés par les glaciers locaux se situent sur le revers des hauts reliefs orientaux. Les plus beaux exemples sont ceux qui dominent le val de Villard-de-Lans : Combe de l'Arc, Combe Noire, Combe Chaulange, Combe de Pissevache, Grande Combe, col des Deux Sœurs (Figure II.65 et carte H.T.). En dehors du glacier de la Fauge, ces glaciers de cirque ont émis de modestes langues glaciaires. Si on se réfère aux moraines frontales en place, l'extension de ces langues était d'ordre kilométrique durant le Würm. Le vallon de la Fauge qui descend du flanc septentrional de la Grande Moucherolle (2285 m), est assurément la forme glaciaire majeure du Vercors. Cette auge glaciaire longue de près de 6 km correspond en fait à une gouttière synclinale NNW-SSE. Si l'origine de cette auge est structurale, son modelé est assurément de facture glaciaire comme en témoignent les profonds ombilics emboîtés dans la masse urgonienne. Ce glacier était alimenté par les glaciers de cirque du Pas de l'Ouille (Grande Combe), des Deux Sœurs et des Rochers de Jaux. Ce puissant glacier local est descendu au Würm *s.l.* pratiquement jusqu'au niveau de Villard-de-Lans (hameau les Pierres, 1080 m). Les témoins morainiques les plus anciens rapportés au Riss *s.l.* se situent légèrement en contrebas (1000 m) et en position plus externe (les Lombards et les Pouteils), ce qui souligne la prédominance du maximum rissien vis-à-vis du maximum würmien. Si l'essentiel de ce glacier empruntait la gouttière synclinale de la Fauge, celui-ci a également alimenté la difffluence glaciaire des Glovettes (col de difffluence du Collet des Clots) (Figures II.65 et II.66). A l'aval de ce glacier et de sa difffluence (Fauge et Glovettes), s'étalent deux vastes cônes fluvio-glaciaires. Le cône fluvio-glaciaire sur lequel est construit Villard-de-Lans, semble reposer en contrebas sur une vaste terrasse horizontale (1025 m) partiellement démantelée par la haute Bourne : les replats de la Payonnère, des Poulats, des Bonnets, de la Côte, des Hérauts, des François sur lesquels nous reviendrons (*infra* : II.1.3, et M. Malenfant et G. Monjuvent, 1978 ; J.L. de Beaulieu et

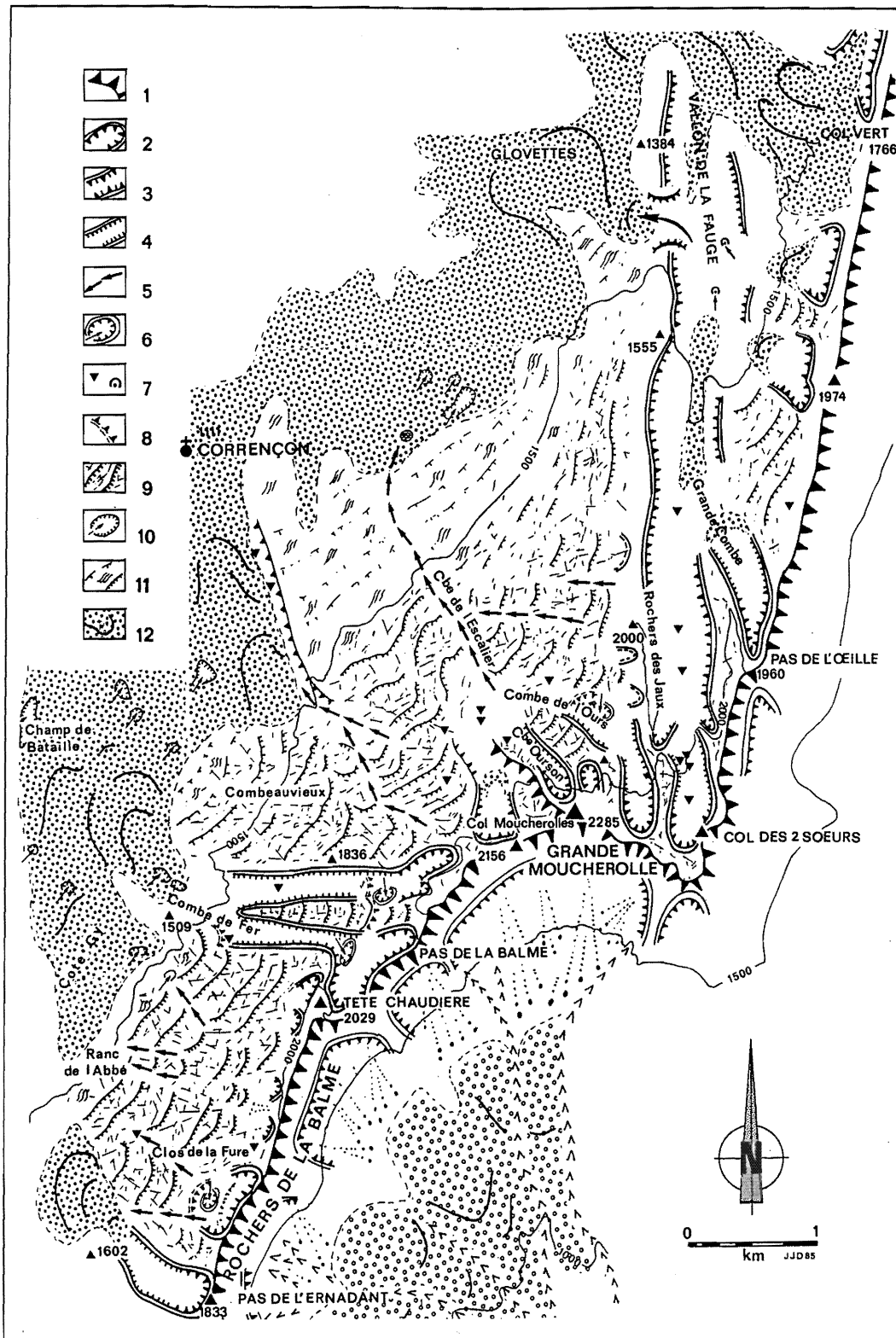


Figure II.65 - Les modelés glaciaires et glacio-karstique des hauts reliefs de la Grande Moucherolle (2285 m)

1 : escarpement majeur ; 2 : rebord de cirque glaciaire ; 3 : rebord d'auge glaciaire majeure ; 4 : rebord d'auge glaciaire ; 5 : surcreusement sous-glaciaire ; 6 : dolines de nivation ; 7, a : gouffre, b : perte ; 8 : verrou glaciaire ; 9 : karst à banquettes structurales ; 10 : dolines ; 11 : karst à banquettes dégradé postérieurement ; 12 : vallum et dépôts morainiques.

G. Monjuvent, 1985).

En dehors des cirques glaciaires dominant le val de Lans-Villard-de-Lans, on relève au sud de la Grande Moucherolle toute une série de petits cirques en "coup de pouce" (col des Moucherolles, Pas de la Balme, Tête des Chaudières, Pas des Rochers de la Balme, Pas de l'Ernadant...). Les appareils glaciaires issus de ces cirques devaient passer vers l'aval à de petites calottes ou langues mobiles qui sont à l'origine du façonnement en banquettes structurales du revers de Combeaueux, des Chaudières et du Clos de la Fure. Ce karst à banquettes a été affecté, soit par des surcreusements glaciaires dus à des flux plus mobiles (Combe de l'Ours, Combe de l'Ourson, Combe de Fer, Combe du Clos de la Fure, Combe du Grand Pot...), soit par des "canyons" creusés par des écoulements sous- ou tardi-glaciaires (couloir de la cote 2000, couloir du Serre du Play, couloir de l'Antre des Damnés...).

Enfin, deux "glaciers locaux de vallée" ont, semble-t-il, eu une relative importance, au moins d'ordre spatial : à l'extrême nord, le glacier du Mortier-Achard et, à l'extrême sud, le glacier de la haute-Vernaison (col du Rousset-Chabotte). Ces glaciers ont, en fait, exploité les dépressions synclinales qu'ils ont façonnées en "auge". Ce façonnement concerne essentiellement le fond du val où affleurent des terrains relativement affouillables (molasses miocènes pour le val de l'Achard ; sables et marnes albiennes pour le val médian méridional). Les moraines frontales mettent en évidence une relative efficacité de ces appareils glaciaires tout au moins concernant ces terrains affouillables (vallum d'Autrans et épandages morainiques de La Chapelle-en-Vercors). Ces appareils vers lesquels confluaient des émissaires provenant des calottes des Hauts-Plateaux et du Sornin (concernant respectivement le glacier de la Vernaison et le glacier de l'Achard), ont eu un rôle majeur dans l'évolution des vallées de la Vernaison et du Méaudret (J.J. Delannoy, 1983). Ces émissaires ont, en effet, une fonction de détournement des eaux météoriques (retenues sous forme nivo-glaciaire) appartenant "normalement"⁽¹⁾ aux impluviums karstiques et ceci au profit du réseau hydrographique de surface (Figure II.67). A cet effet de capture, il faut adjoindre un régime libérant de puissantes quantités sur un pas de temps relativement court. Si on se réfère aux observations de F. Gaudet (19...) sur l'hydrologie des cours d'eau actuellement issus des glaciers du Mont Blanc, 90 % des écoulements d'origine glaciaire sont concentrés sur à peine deux mois. Bien qu'on soit dans un contexte géographique fort différent, un comportement similaire a dû fonctionner dans le Vercors durant les péjorations pléistocènes. Cette suralimentation hydraulique (effet de capture vis-à-vis du karst) concentrée sur une courte période a également dû jouer pour la Bourne : les édifices glaciaires des hauts reliefs orientaux (glacier de la Fauge,

difffluence de Glovettes, calottes de Combeaueux, du Ranc de l'Abbé - Clos de la Fure...) débouchant dans le fond du val de Corrençon - Villard-de-Lans-Lans-en-Vercors là où affleure la molasse miocène (bassin versant de la haute-Bourne).

Cet "effet de capture" au profit du réseau hydrographique pose, de fait, la question de l'incidence des glaciers locaux sur l'évolution endokarstique et plus particulièrement des écoulements d'origine glaciaire sur la spéléogénèse. Cette question est abordée dans l'étude des systèmes endokarstiques des Quatre Montagnes (*infra* : 3).

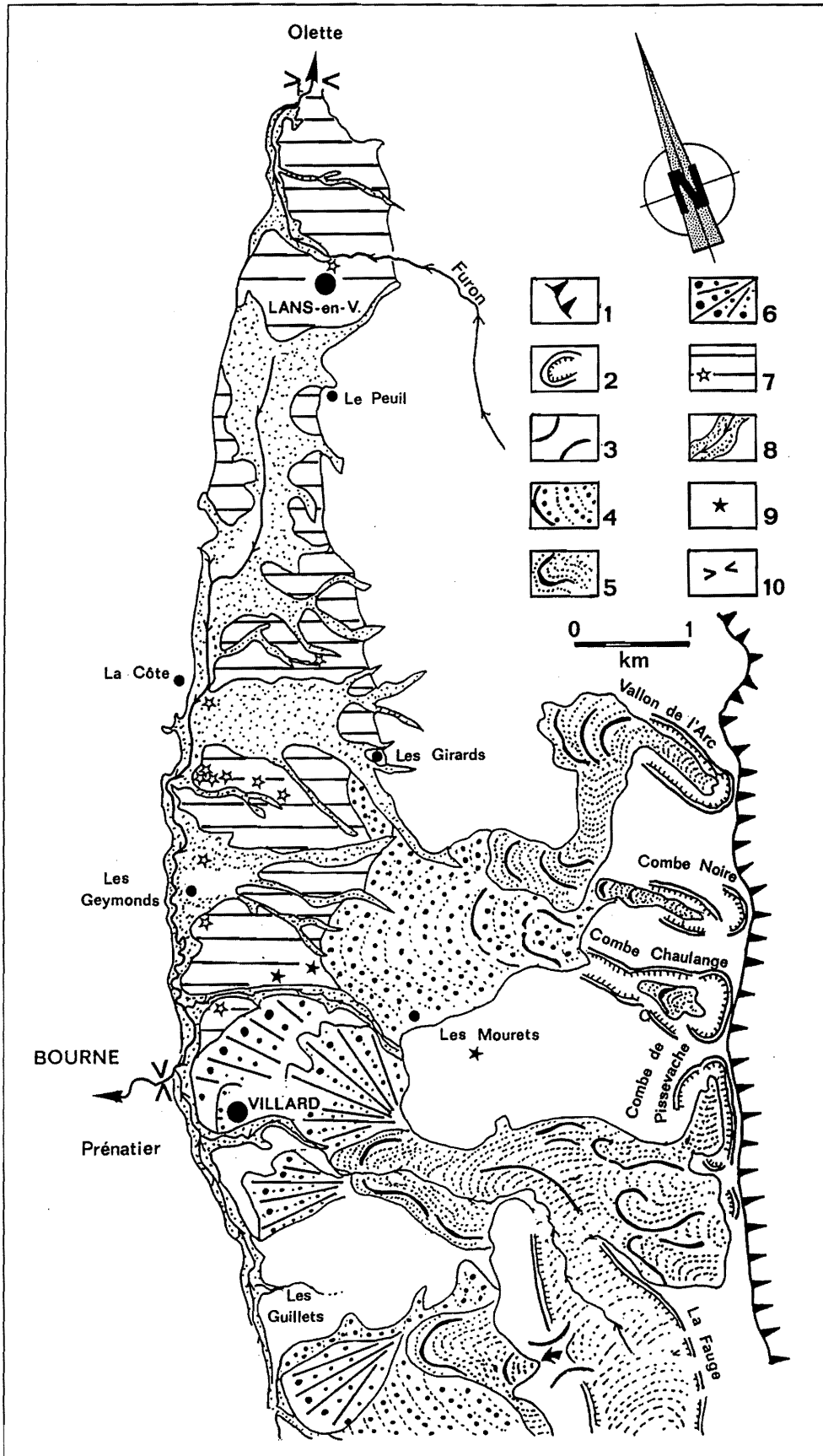
2.1.3. Les épisodes glacio-lacustres du val de Lans-Villard-de-Lans

Le val de Lans-Villard-de-Lans se caractérise par rapport aux autres dépressions synclinales du Vercors par sa planité. Celle-ci est essentiellement due à la présence d'une haute terrasse (1020-1010 m) relativement bien conservée notamment aux deux extrémités du val. Ce haut-niveau est faiblement entaillé par la haute-Bourne et ses affluents (993 m au droit du Peuil et 963 m au droit de Villard-de-Lans) dont les fonds de vallée larges et plats renforcent le caractère horizontal de cette plaine (Figure II.66).

Les travaux conduits par G. Monjuvent sur la haute terrasse (M. Malenfant et G. Monjuvent, 1978 ; J.L. de Beaulieu et G. Monjuvent, 1985) permettent de rapporter cette planité d'ensemble à une épaisse sédimentation lacustre. Ce remplissage, essentiellement de nature argileuse, se dispose en de minces lits subhorizontaux ; ceux-ci alternent localement avec des niveaux sableux plus ou moins grossiers et moins fréquemment avec des niveaux organiques, tourbeux, voire ligniteux. On relève des variations latérales de sédimentation ; celle-ci passe progressivement vers l'est à du matériel plus grossier. De même, relativement homogène au nord, elle devient de plus en plus sableuse voire caillouteuse vers le sud. Au droit de Villard-de-Lans, ce remplissage est, rappelons-le, coiffé par le cône fluvio-glaciaire würmien de la Fauge (*supra* : 2). Au nord de ce cône, un ensemble lité comportant des niveaux de sables fins d'affinité alpine repose sur le remplissage argileux varvé. Le contact entre ces deux ensembles met en évidence une phase d'incision de l'ensemble inférieur ; ces incisions sont localisées et relativement modestes (en deçà de la dizaine de mètres). Enfin, on relève des blocs cristallins "alpins" enchâssés dans l'ensemble supérieur ; des blocs semblables reposent en surface du haut-niveau de Lans-en-Vercors (à l'ouest du village).

Cette sédimentation à dominante argileuse et de structure varvée met en évidence l'existence d'un ancien lac ayant occupé le val de Lans-Villard-de-Lans sur une période relativement longue si on se réfère à l'épaisseur de l'ensemble inférieur. En effet, celui-ci est en moyenne

(1) Le "normalement" se réfère à un contexte non glaciaire : interstade, interglaciaire...



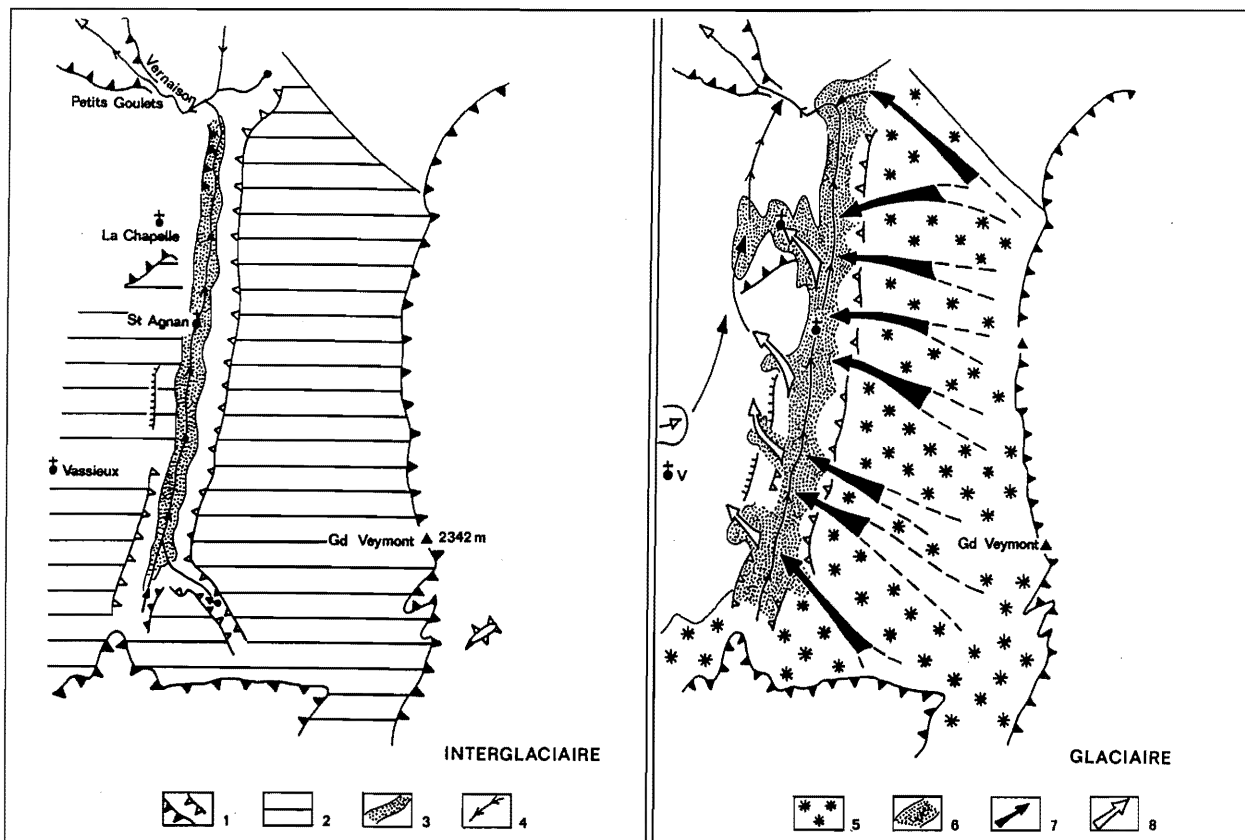


Figure II.67 - La "capture" par les écoulements superficiels des eaux météoriques appartenant à l'impluvium karstique, via les glaciers pléistocènes : exemple des Hauts-Plateaux et de la Vernaison

1 : Crêt monoclinial/Rebord du val de la Vernaison ;

CONTEXTE INTERGLACIAIRE : 2 : Impluvium karstique (calcaires barrémo-bédouliens) ; 3 : Fond imperméable du val de la Vernaison drainé par ce cours d'eau ; ces pointillés expriment le bassin versant réel de ce cours d'eau ; 4 : Écoulements superficiels ;

CONTEXTE GLACIAIRE : 5 : Glaces ; 6 : Gonflement du bassin d'alimentation de la Vernaison par apports glaciaires ; 7 : Difffluence de la calotte des Hauts Plateaux se raccordant au val de la Vernaison ; 8 : Difffluence du glacier de la Vernaison. Ces difffluences ont donné naissance aux cours d'eau de la Libourne et de la Chapelle.

d'une cinquantaine de mètres (sur la base des sondages et des profils géophysiques), mais peut localement dépasser les 100 m (au sud-est). La superposition de deux ensembles séparés par une phase d'incision montre que "cet" épisode lacustre s'est **au moins** renouvelé une fois.

Ces épisodes lacustres sont communément rapportés à un double barrage glaciaire ayant barré les deux exutoires de ce val : au sud, les gorges des Jarrands (Bourne) et, au nord, les gorges d'Engins (Furon) (Figures II.61 et II.70). On sait que la vallée du Furon a été envahie par une des difffluences du glacier de l'Isère qui aurait eu pour effet de bloquer les écoulements descendant du Vercors ; au "Riss", cette difffluence remontait effectivement jusqu'au niveau de l'Olette (1 km au nord de Lans-en-Vercors). L'entrée des gorges des Jarrands (Bourne) a été, pour sa part, vraisemblablement barrée par le glacier de la Fauge comme tend à le suggérer la présence d'anciens "placages" morainiques sur le flanc oriental du Meillarot (au nord de Prénatier) ; nous rapportons au Riss *s.l.* ces placages, compte tenu de leur degré d'altération et de leur position altitudinale par rapport aux moraines "rissiennes"

de la Fauge (*supra*). Barré à ses deux extrémités et alimenté par les glaciers locaux et les eaux de fusion nivale, le val de Lans aurait alors fonctionné comme une étendue lacustre. La présence de blocs cristallins à la surface du remblaiement glacio-lacustre supérieure crédite cette hypothèse ; en effet, ces blocs ont vraisemblablement migré à la surface du lac par l'intermédiaire d'icebergs vêtés par la difffluence du glacier isérois. Quoiqu'il en soit, il ne fait aucun doute que la plaine de Villard-de-Lans a été comblée de sédiments d'origine glacio-lacustre.

L'étude pollinique menée par J.L. de Beaulieu sur la partie sommitale du remplissage lacustre inférieur (les 21 premiers mètres du sondage de la "Côte") met en évidence l'évolution suivante : la séquence sédimentaire est d'abord relativement pauvre en pollens avec une nette prédominance d'une végétation steppique (*Artemisia*) puis passe vers le sommet à des niveaux riches en pollen (Figure II.68). L'abondance de *Pterocarya*, la présence de *Celtis* ainsi que la dynamique pollinique (*Pinus-Betula-Quercus-Abies*) permettent de rapporter le sommet de cette formation lacustre au complexe interglaciaire

Mindel-Riss (J.L. de Beaulieu et G. Monjuvent, 1985). Le remplissage lacustre inférieur apparaît, de ce fait, contemporain, à la fois, d'une partie de la dernière péjoration mindélienne (Mindel 2), du passage au complexe interglaciaire "Mindel-Riss" et d'une partie de ce complexe.

On ne dispose pas d'analyses polliniques de l'ensemble supérieur. Néanmoins, on peut indirectement le "caler" chronologiquement par l'intermédiaire de gisements archéologiques qui reposent, à la fois, sur les formations morainiques des Mourets rapportées au "Riss" et sur le remplissage glacio-lacustre (Payonnère, les Poulats). Ceux-ci sont rapportés au Paléolithique (Levalloisien) par M. Malenfant (1978). Le fait que ces gisements ne soient ni recouverts, ni remaniés, prouve la relative indigence des glaciations würmiennes qui n'ont ni atteint le val, ni entraîné d'obturation glaciaire du val.

De l'ensemble des ces observations, ressortent des points majeurs dans la compréhension morphogénique qui vont bien au delà de ce seul val. Ces points que nous jugeons fondamentaux, sont les suivants :

- l'ensemble principal du remplissage lacustre (ensemble inférieur) révèle un creusement antérieur des sédiments miocènes ; creusement relativement important puisqu'il peut atteindre une centaine de mètres par rapport au sommet actuel de la plaine de Lans. Il est difficile dans l'état actuel des connaissances d'avoir une idée précise de l'allure de cette incision ; en effet, la plupart des sondages n'atteignent pas le substratum molassique et la distribution des profils géophysiques ne permet pas de définir un transect longitudinal ou transverse de cette incision. Néanmoins, ces sondages et profils montrent une incision généralisée du val (au moins d'une cinquantaine de mètres) dont il reste à définir, à la fois, le moteur et l'acteur. La seule certitude dont on dispose, est que ce creusement est, au moins, antérieur à la fin du complexe mindélien. Il est intéressant de relever que ce creusement "généralisé" au minimum d'une cinquantaine de mètres du val molassique n'a pas été enregistré dans le goulet par lequel s'échappe la Bourne. En effet, au droit de ce goulet, le talweg de la Bourne qui se situe aujourd'hui vers 960 m, incise le bed-rock sénonien. Ce qui signifie que ce goulet a fonctionné en haut-seuil vis-à-vis du val de Lans dont le paléofond se situait au minimum vers 940 m, voire localement à 910 m. On retrouve un scénario similaire pour le Furon. A l'entrée des gorges d'Engins, le talweg actuel du Furon incise le bed-rock sénonien qui se situe, au droit de l'Olette, vers 950 m, soit en contre-haut du plancher fini-mindélien du val de Lans ;

- le fait que l'épisode lacustre englobe une part de la péjoration fini-mindélienne, signifie que les glaciers locaux n'atteignaient pas (ou plus) le fond du val ;

- et, le fait que l'épisode lacustre ait perduré au moins durant la première partie du complexe interglaciaire "Mindel-Riss" pose le problème de l'origine des barrages. Ceux-ci ne peuvent être, dans un contexte interglaciaire,

attribués à une obturation glaciaire, au moins en ce qui concerne le glacier local de la Fauge ; la diffuence iséroise a pu éventuellement perdurer un certain temps, du fait de sa puissante alimentation mais cela apparaît peu cohérent avec les données palynologiques. Si on écarte l'hypothèse de l'obturation glaciaire durant le complexe interglaciaire "Mindel-Riss", peut-on attribuer aux seuls fronts morainiques de la diffuence iséroise et du glacier de la Fauge le maintien du fonctionnement lacustre ? Et, ceci durant un laps de temps relativement "long" si on se réfère à la vingtaine de mètres de sédiments lacustres rapportés à ce complexe interglaciaire. Cette épaisseur pose, par ailleurs, la question de l'origine du matériel détritique s'étant sédimenté durant cet interglaciaire. L'étude des minéraux lourds des niveaux plus grossiers met en évidence deux familles d'apport détritique (Figure II.69) : les molasses miocènes (forte présence de grenat, staurotide et disthène) et du matériel d'origine alpine (forte proportion d'hornblende et relative présence de tourmaline et de zircon). La présence de matériel alpin dans cette formation lacustre signifie qu'au "Mindel" (au moins supérieur) la diffuence du glacier de l'Isère remontait la vallée du Furon et atteignait le val de Lans-en-Vercors. Si cela apparaît évident pour le "Riss", étant donné la présence du front morainique isérois de l'Olette-Chénevarie, on ne disposait pas, jusque là, d'éléments permettant de reporter une dynamique similaire au Mindel. Dans ce contexte, les sédiments lacustres contemporains de l'interglaciaire "Mindel-Riss" seraient l'expression d'une reprise en charge de ce matériel morainique et de la décantation des éléments les plus fins.

L'ensemble de ces faits tend à rapporter le fonctionnement lacustre, au moins durant le complexe interglaciaire "Mindel-Riss", à l'existence de hauts-seuils situés aux deux extrémités du val : le goulet sénonien de Prénatier (amont des gorges des Jarrands) et le seuil sénonien dans lequel sont encaissées les gorges d'Engins ; seuils qui ont pu être éventuellement renforcés par les formations morainiques "mindéliennes". Compte-tenu de l'altitude sommitale de l'ensemble lacustre inférieur, ces deux seuils se situaient au plus bas vers 1050 m, ce qui cohérent avec le replat de la Tancanière au dessus du goulet de Prénatier et avec le replat du Mas-Bouchardière entaillé par les gorges d'Engins (Figure II.70).

Ce cadre d'évolution pose le problème du creusement "généralisé" du plancher molassique du val de Lans. Celui-ci ne peut être rapporté à la seule dynamique des eaux courantes. En effet, on voit mal comment la haute-Bourne et le haut-Furon auraient surcreusé ce val sans entailler les seuils de Prénatier et de l'Olette-Engins ; ne serait-ce que pour évacuer le matériel détritique. Dans ce contexte, l'hypothèse d'un creusement glaciaire mindélien du plancher molassique du val de Lans paraît la plus logique, mais les éléments dont on dispose, sont ténus. Sur la base des minéraux lourds, on a pu montrer que la diffuence de l'Isère atteignait, dès le Mindel supérieur, le val de Lans. Ce fait est plus important qu'il n'y paraît

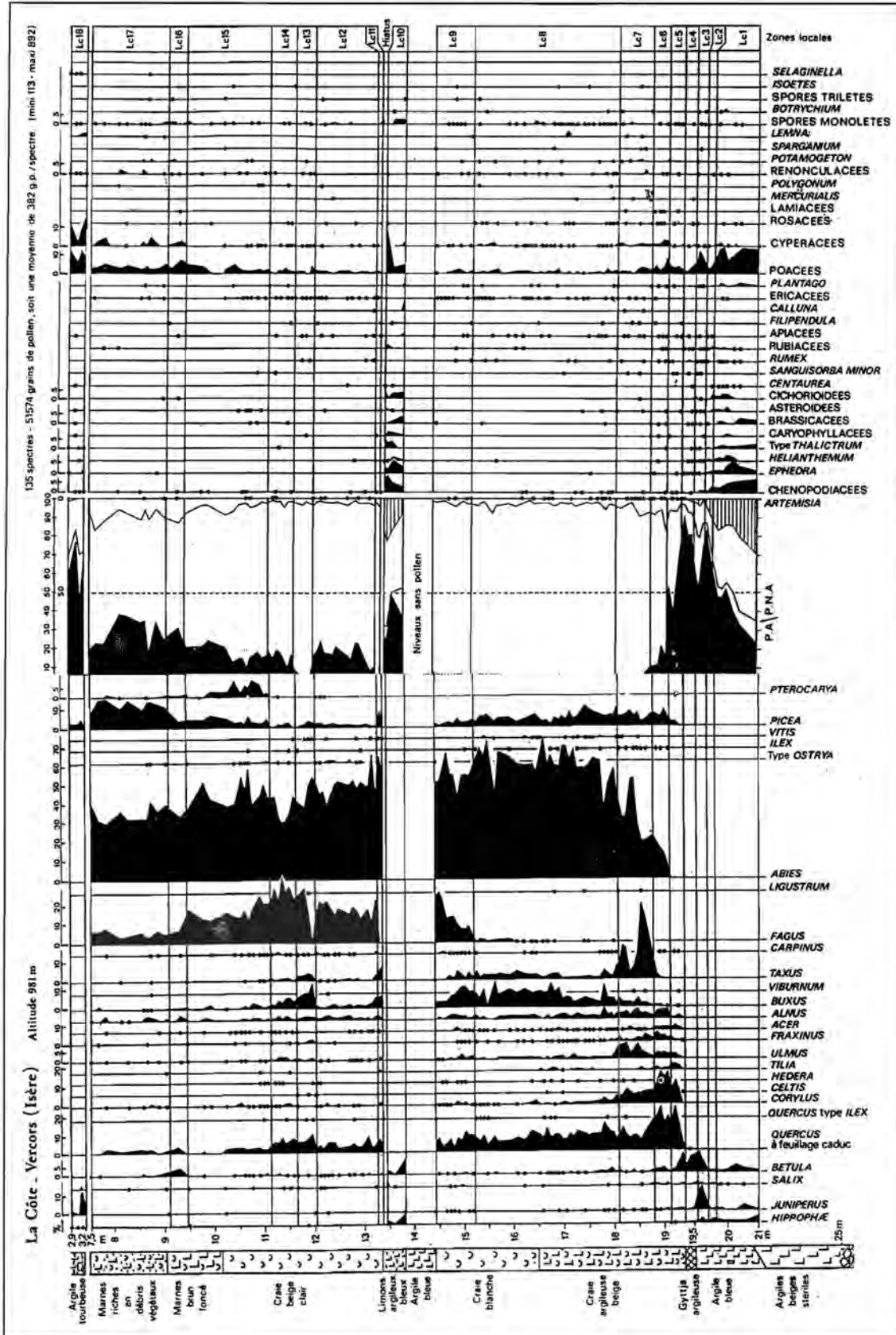


Figure II.68 - Diagramme pollinique du sondage SM8 "La Côte" - Plaine de Lans-en-Vercors
D'après J.L. Beaulieu et G. Monjuvent, 1985.

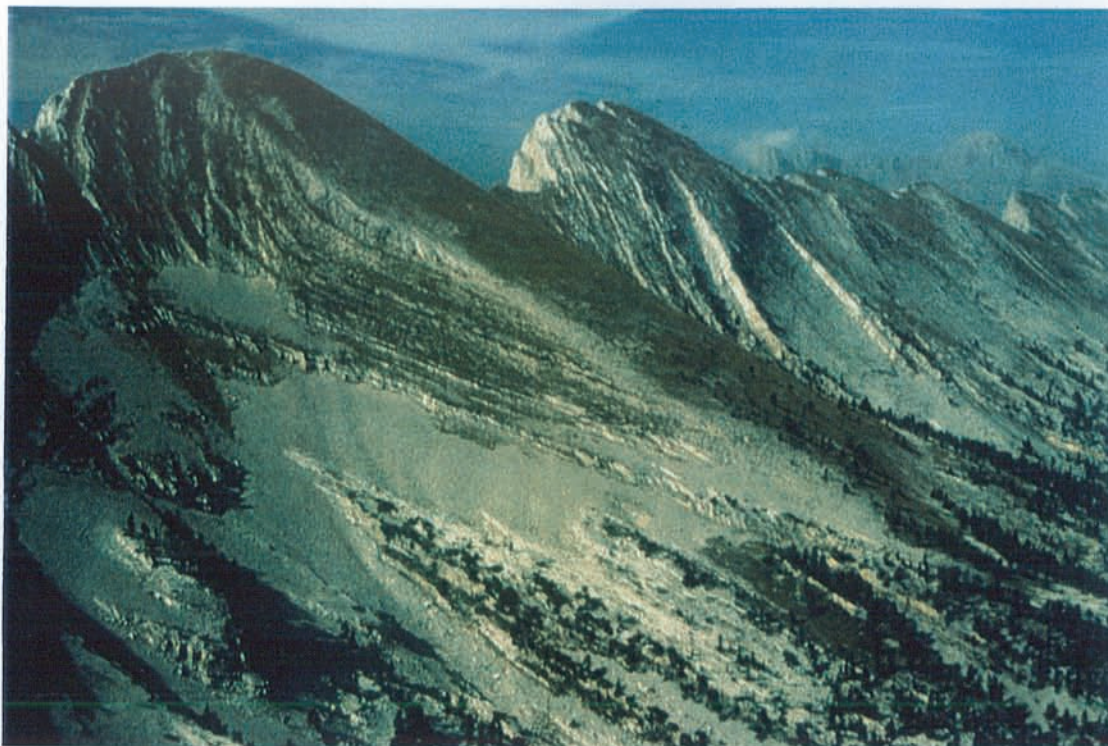


Photo 9 - Rebord oriental des Hauts Plateaux du Vercors (Rochers de Malaval, 2092 m d'altitude). Ce rebord marqué par un effet de flexure (relèvement des terrains barrémo-bédouliens) est "accidenté" par des cirques glaciaires en "coup de pouce" qui se sont agencés durant les épisodes froids pléistocènes ((cf. Figure II. 65).

Photo Ph. Audra

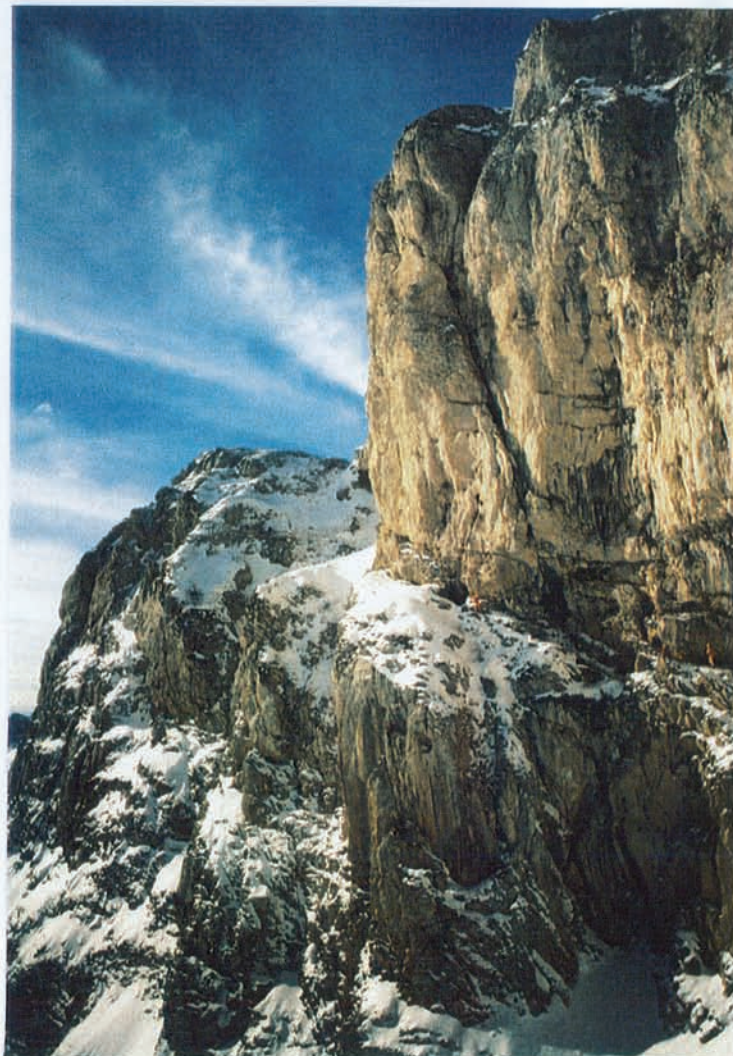


Photo 10 - Rebord oriental externe du Vercors (Grand Moucherolle). Sur cette photo, on devine l'entrée du scialet des Sarrasins, au niveau de la vire enneigée (personnes en combinaison jaune). Cette cavité a été recoupée par le recul du crêt entraîné par l'approfondissement pléistocène des vallées de la Gresse-Drac-Isère par les appareils glaciaires (cf. Figure II.96).

Photo S. Caillaud



Photo 11 - Le val de Lans-en-Vercors - Villard-de-Lans et le rebord oriental du Vercors (arrière plan). La "planité" de la plaine de Lans en Vercors est due aux terrasses lacustres qui tapissent le fond du val. L'épaisseur de ces formations lacustres peut atteindre localement la centaine de mètres. Le rebord oriental du Vercors présente des échancrures qui correspondent à des cirques glaciaires pléistocènes. Vers le sud (à droite), on relève le vallon glaciaire du Clôt d'Aspres-Vallon de la Fauge nous faisant face (cf. Figure II.66). Photo J.J. Delannoy



Photo 12 - Le val d'Autrans-Méaudre (Vercors). Le relief central du bois du Claret s'apparente à un interfluve molassique culminant vers 1196 m. C'est également vers 1200 m que se développent le replat d'aplanissement des Feuilles (rebord occidental du val, à droite et en arrière plan de la photo) et l'Antre de Vénus. Ce replat et cette cavité sont contemporains du fonctionnement en poljé de ce val, dont le fond correspondait à l'actuel sommet du Bois du Claret (cf. Figure II.72). Photo J.J. Delannoy

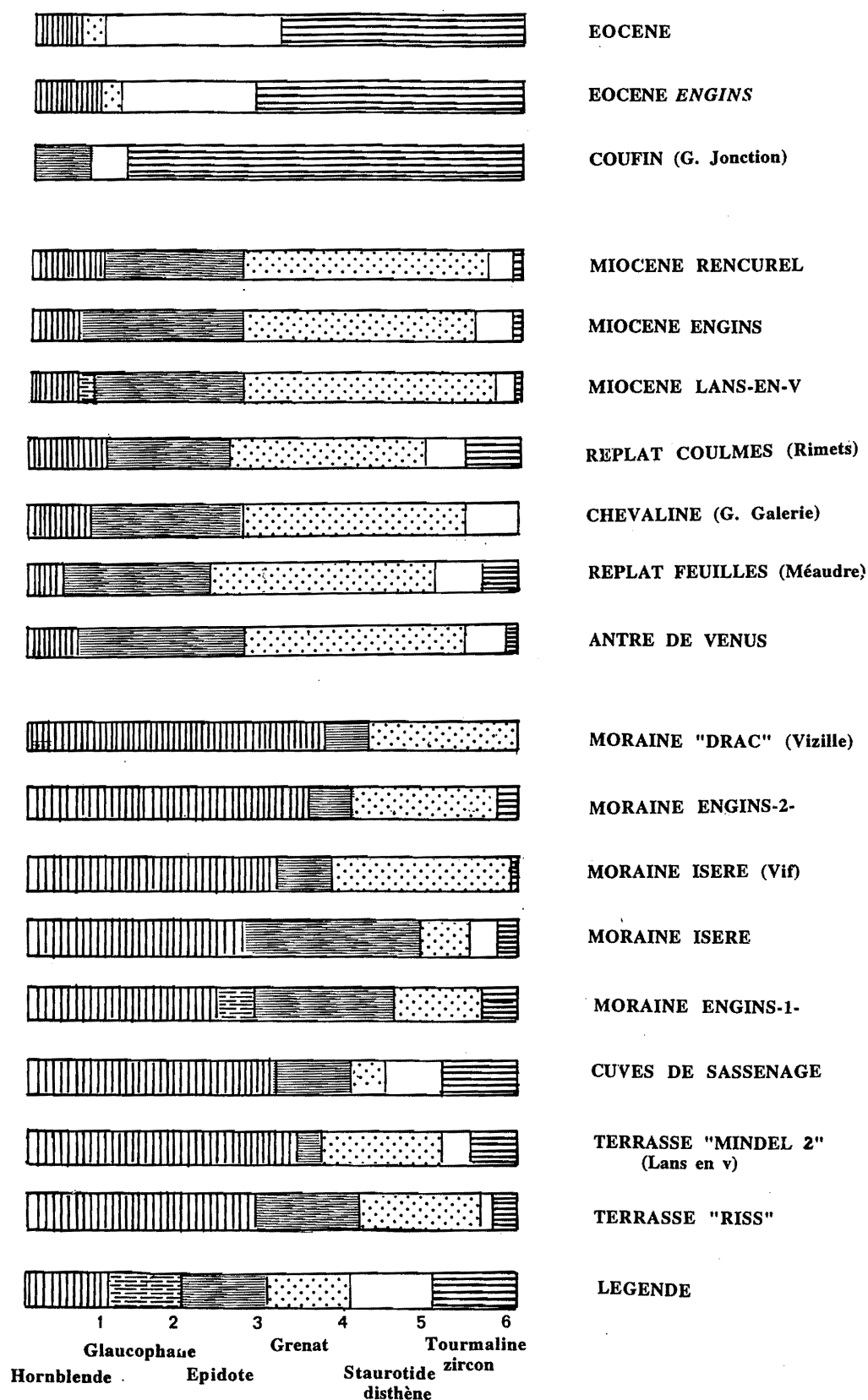


Figure II.69 - Les spectres de minéraux lourds des échantillons étudiés dans le Vercors
Analyses réalisées par M. Ricq (1981) et J.L. Guendon (1989)

notamment si on fait un parallèle avec les glaciations rissiennes. On constate, en effet, que lors de l'avancée maximale des glaciers alpins (communément rapportée au Riss 1), la diffluence iséroise n'a pas été au delà de Lans-en-Vercors (vallum frontal de l'Olette-Chénevarie). Le

fait que cette diffluence ait atteint antérieurement le val de Lans (au moins au Mindel 2) et pu aller au delà du maximum rissien, peut être associé à un moindre creusement des vallées de l'Isère et du Furon. Ce qui est cohérent avec ce qui a été observé précédemment dans le

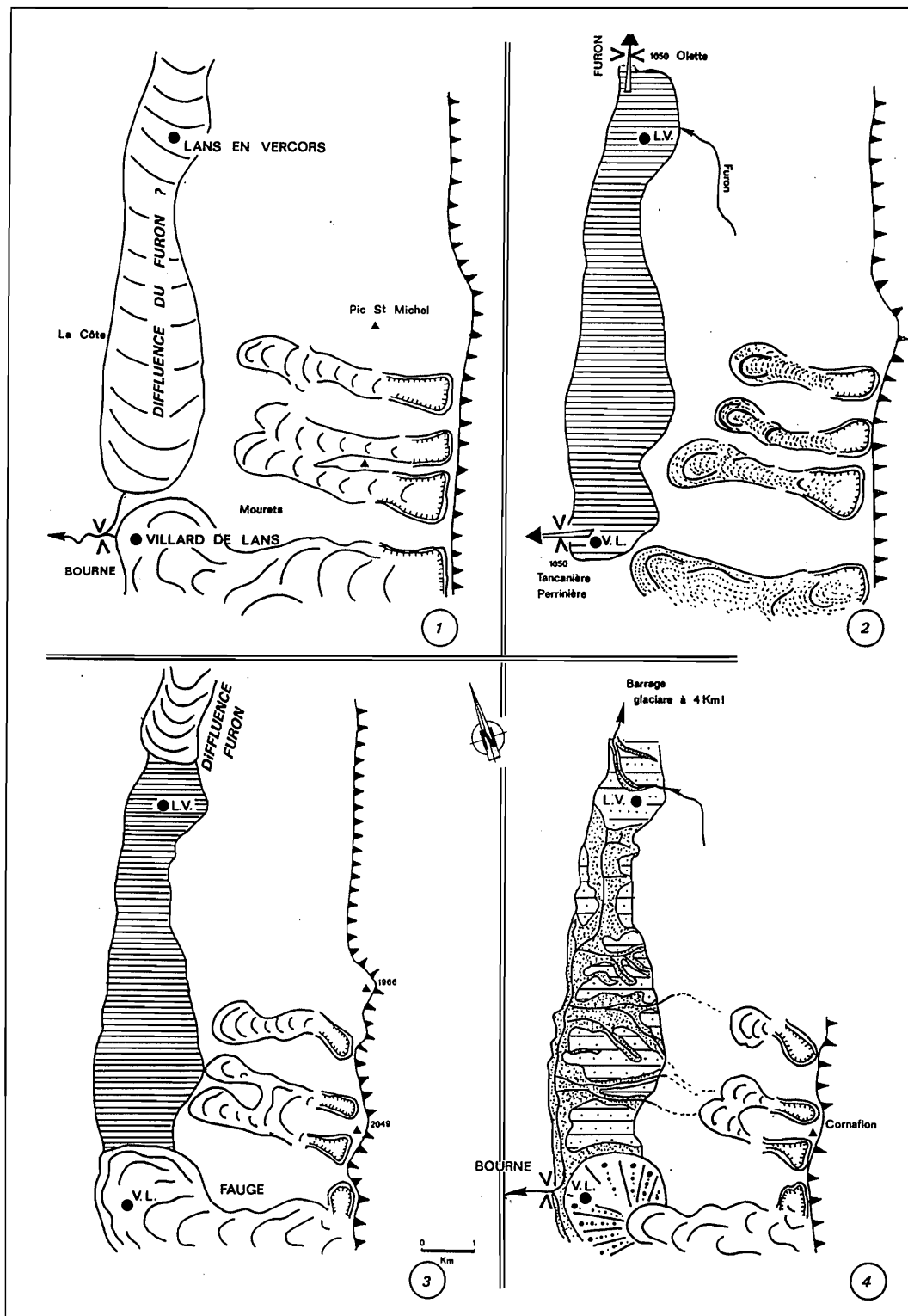


Figure II.70 - Évolution schématique du val de Lans en Vercors

1 : Glaciations mindeliennes ; 2 : Complexe interglaciaire Mindel-Riss ; 3 : Glaciation du maximum rissien ; 4 : Glaciation würmienne (voir Fig.2.66).

L.V. : Lans en Vercors ; V.L. : Villard de Lans.

cadre de l'étude de la grotte Vallier (*supra* : 2.1.2 et Ph. Audra, 1994). Dans ce contexte, les glaciers anté-rissiens, bien que moins puissants, ont pu avoir un impact plus important sur le val de Lans. Si cela reste du domaine de l'hypothèse quant à un éventuel creusement glaciaire du val de Lans, cela est du domaine de la réalité en ce qui concerne le fonctionnement lacustre de ce val : l'ensemble sédimentaire inférieur est de loin plus épais que l'ensemble supérieur rapporté au "Riss".

Cette différence de comportement est intéressante car elle permet d'hierarchiser l'influence respective des deux barrages glaciaires. En ce qui concerne le glacier de la Fauge, on peut estimer que celui-ci a été plus puissant au "Riss" qu'au "Mindel", conformément à ce qu'on observe dans le reste des Alpes. Dans ce cas, une relative inadéquation ressort entre la puissance de ce glacier et la modestie du fonctionnement lacustre. A cette inadéquation, s'en ajoute une autre : une péjoration glaciaire plus modeste (comme celle du Mindel 2) engendre un fonctionnement lacustre majeur. Ce double paradoxe tend, d'une part, à minimiser, sans l'écarter⁽¹⁾, le rôle du glacier de la Fauge dans la dynamique lacustre du val de Lans, et, d'autre part, à donner plus d'importance qu'on en avait donnée, à la fonction de seuil du Goulet de Prénatier. En ce qui concerne "la" difffluence "rissienne" de l'Isère, sa "modeste" avancée dans le val de Lans peut être rapportée, non pas à une moindre puissance glaciaire, mais à l'approfondissement du talweg de l'Isère (surcreusement des ombilics de Grenoble et Moirans et de la cluse de Voreppe). Une relative adéquation se dégage entre la moindre incidence de la difffluence iséroise et la moindre amplitude du fonctionnement lacustre du val de Lans qui n'a, d'ailleurs, pas perduré durant l'Eémien comme en témoignent les gisements paléolithiques reposant sur les sédiments lacustres "rissiens". L'absence de fonctionnement lacustre au Würm peut, à la fois, être rapportée au fort emboîtement de l'Isère par rapport au Vercors et à la moindre amplitude des glaciers qui n'ont pas atteint le val de Lans, tant en ce qui concerne les glaciers locaux que la difffluence de l'Isère (celle-ci n'a pas été au delà du hameau de la Batardière, au nord d'Engins).

De l'ensemble de ces observations, le fonctionnement lacustre du val de Lans semble essentiellement contrôlé par le degré d'enfoncement de la vallée de l'Isère. Moins celle-ci est encaissée, plus la difffluence iséroise influence le val de Lans. Cette influence a, d'ailleurs, été bien au delà de ce val. En effet, la difffluence du glacier de l'Isère a eu un double effet : elle barrait l'extrémité septentrionale du val tout en alimentant en eau le lac de Lans dont le principal émissaire était la Bourne. Ce cours d'eau a, donc, durant les péjorations climatiques connu une véritable suralimentation hydraulique : aux écoulements issus de son bassin versant, s'ajoutaient les eaux provenant des glaciers locaux et de la difffluence iséroise. Cette suralimentation associée à la faible turbidité des

eaux (après décantation lacustre) a, sans nul doute, influencé l'incision des gorges de la Bourne.

2.1.4. Conclusion

L'étude des modelés d'origine glaciaire dans cette région des Quatre Montagnes met clairement en évidence le puissant impact du glacier de l'Isère et de ses difffluences.

Le glacier de l'Isère et sa difffluence du Drac ont fortement influencé le rebord externe septentrional et oriental du Vercors. L'étude des cavités recoupées par le crêt urgonien permet d'associer le recul du rebord externe aux péjorations pléistocènes ; ce recul pouvant être, à la fois, contemporain (creusement glaciaire des vallées alpines) ou consécutif (décompression, réajustements isostasiques...) des pulsations glaciaires qui ont rythmé le Pléistocène. Ce recul a eu pour effet de réduire l'approvisionnement en eau des bassins d'alimentation des différents systèmes karstiques (Goule Blanche, Bruyant, Sornin, Goule Noire). Cette réduction de bassin d'alimentation a pu occasionnellement être compensée par l'apport dans le karst d'écoulements d'origine glaciaire, comme en témoignent les éléments alpins présents dans la grotte Vallier. L'étude de cette cavité a également permis de fixer, au minimum, vers 1550 m le sommet des glaciers du Pléistocène inférieur. Cette côte altitudinale relativement élevée est rapportée à une moindre incision des vallées alpines : Ph. Audra (1994) estime qu'au Pléistocène inférieur le talweg de l'Isère devait se situer entre 900 et 500 m. L'enfoncement des vallées alpines durant le Pléistocène a, vraisemblablement, contribué à une restructuration des systèmes endokarstiques directement dépendants de la vallée de l'Isère (systèmes du Sornin-Sassenage et de St Quentin). Cette restructuration est, cependant, difficilement perceptible du fait des puissants remblaiements lacustres post-glaciaires qui ne permettent pas d'observer ces éventuels paléo-exutoires (argiles d'Eybens post-rissiennes, argiles de Champagnier intra-würmiennes, argiles post-würmiennes). L'existence de ces paléo-exutoires reste hypothétique étant donné qu'il est difficile d'appréhender le rôle du puissant glacier de l'Isère vis-à-vis des exutoires karstiques. Si on se réfère à l'interprétation de Ph. Audra (1994) sur la présence de sédiments varvés dans la grotte Vallier, ce glacier et ses difffluences constituaient une contrainte vis-à-vis de l'émergence des écoulements karstiques. Dans ces circonstances, s'il existe une structuration endokarstique en liaison avec les surcreusements glaciaires, celle-ci s'est réalisée entre le retrait des glaces et le remblaiement glacio-lacustre. Ce pas de temps a-t-il été suffisant pour engendrer une restructuration endokarstique ? Nous n'avons pas, dans le cas du Vercors, d'éléments de réponse.

(1) L'existence de placages morainiques rapportés au "Riss" sur le flanc oriental du Meillarot montre que le glacier de la Fauge fermait le val de Lans au droit de Villard de

Le glacier de l'Isère a également influencé l'évolution interne du Vercors, par l'intermédiaire de la diffuence du Furon. Sa principale incidence a été la suralimentation hydrologique de la Bourne, *via* le lac du val de Lans-en-Vercors. La Bourne, principal émissaire de ce lac, collectait, en plus de son alimentation "normale" (*supra* : 1ère Partie), les eaux issues de la diffuence iséroise et celles provenant des glaciers locaux. Nous reviendrons sur l'incision pléistocène de la Bourne dans l'étude des systèmes endokarstiques (*infra* : 3).

L'étude des sédiments lacustres du val de Lans a permis de définir le cadre morphogénique de ce val durant le Pléistocène moyen et supérieur. L'ensemble lacustre inférieur met en évidence une incision généralisée du val molassique, au moins, dès le "Mindel" supérieur. Après avoir écarté l'hypothèse d'un creusement par des eaux courantes, nous avons associé ce creusement à une dynamique glaciaire. En effet, bien que moins puissante que durant les péjorations "rissiennes", "la" diffuence mindelienne de l'Isère a pu pénétrer profondément à l'intérieur du val de Lans, du fait de la moindre incision de la vallée de l'Isère. Ce scénario reste de l'ordre de l'hypothèse.

Quelle que soit la cause du creusement anté-lacustre, le toit des remplissages anté-"rissiens" permet de fixer aux alentours de 1050 m le talweg de la Bourne au niveau du goulet de Prénatier, ce qui signifie que l'essentiel de l'incision de la Bourne est antérieure au complexe interglaciaire "Mindel-Riss". On peut, à partir de ce même seuil et au niveau du goulet de Prénatier, estimer à une centaine de mètres l'encaissement postérieur de la Bourne. Il est difficile de mesurer la part des fluctuations climatiques "rissiennes" et würmiennes dans cet encaissement étant donné que de nombreux points restent encore en suspens. Quelle a été la part respective des péjorations rissiennes dans le fonctionnement lacustre ? Quelle a été la part de l'obturation du seuil structural de Prénatier par le glacier de la Fauge ? Est-ce que durant les péjorations würmiennes, la Bourne est restée le seul émissaire du val ? La réponse à ces différentes questions passe par une étude plus fine des sédiments de l'ensemble supérieur du val de Lans et des formations d'origine glaciaire locale comme iséroise.

L'étude du modelé a également permis de mettre en évidence l'extension et la nature des glaciers locaux. Ces glaciers locaux ont, au travers de leurs émissions glaciaires se raccordant aux dépressions synclinales, détourné une part des eaux météoriques appartenant à l'impluvium karstique vers le réseau hydrographique superficiel. Dans ce contexte, les péjorations pléistocènes ont favorisé l'évolution du réseau hydrographique de surface en lui fournissant en amont une "suralimentation" hydraulique. Il est intéressant de faire ici un parallèle avec le drainage karstique : celui-ci alimentant les cours d'eau superficiels beaucoup plus en aval, là où le gradient hydraulique est le plus important. Cet effet de capture

pose le problème du fonctionnement endokarstique durant les péjorations pléistocènes, notamment sous les glaciers locaux. Cette question est abordée en détail dans l'étude de l'endokarst (*infra* : 3).

L'ensemble de ces données complète le canevas morphogénique élaboré à partir du massif des Coulmes et permet d'aborder l'incision pléistocène de la Bourne. L'étude du val d'Autrans-Méaudre qui se situe entre ces deux entités géographiques, permet d'asseoir la cohérence de ce canevas.

2.2. Le val d'Autrans-Méaudre : une double empreinte

Contrairement à la planitude du val de Lans - Villard-de-Lans, le fond du val d'Autrans-Méaudre se caractérise par un modelé beaucoup plus accidenté. Cet aspect est lié à l'incision des terrains molassiques par deux petits cours d'eau : le Méaudret et le ruisseau de Perrinière. Ces cours d'eau, avant leur confluence au niveau de Méaudre, ont creusé de larges couloirs parallèles entre lesquels s'échelonnent les collines du Bois du Claret (1175-1071 m) ; cet interfluve domine de 100 à 150 m le fond du val (1015 -977 m). Vers l'aval, le Méaudret entaille le Sénonien en gorges avant de confluer avec la Bourne, au niveau des Jarrands (930 m).

Une part de cette incision dans les assises miocènes et crétacées peut être rapportée à des écoulements d'origine glaciaire. Rappelons, ici, que l'extrémité septentrionale du val était recouverte de glace durant les péjorations pléistocènes (glacier de l'Achard, calotte du plateau de Gève). A ces écoulements d'origine glaciaire, il faut associer la part des eaux d'origine nivale. Cette part devait être non négligeable si on se réfère aux nombreuses formes d'origine nivale sur les rebords de ce val (J.J. Delannoy, 1981, 1991, 1992, Figure II.71 et carte H.T.). Les exemples les plus caractéristiques sont les profondes niches de nivation inscrites dans le flanc oriental (combes des Egarlettes, d'Huisse, de la Pichière, des Feneys, des Combettes, de Bellecombe, de Font Revoud...) et les couloirs nivaux incisant le flanc occidental (combes des Plagneux, de Gonnet, de l'Ange, de Maladret, du Furon...) au pied desquels se sont construits de petits cônes de déjection.

L'absence de différents stades glaciaires pour le glacier de l'Achard n'est qu'apparente. En effet, l'étude de son vallum frontal (Guinchet-le Truc-Autrans-Andrevière-la Tour) montre une relative complexité liée à l'accumulation d'au moins deux moraines frontales ; la moraine interne, la plus récente, se situant légèrement en contrebas de la précédente (voire des précédentes). Si on prend pour référence la dynamique glaciaire du rebord oriental (G. Monjuvent, 1978 ; A. Marnézy, 1980), "le" stade ancien pourrait être rapporté au Riss *s.l.* et le stade interne (de moindre importance) au Würm *s.l.* Ces

attributions restent, néanmoins, à préciser. Quel que soit l'âge de ces fronts morainiques, il est intéressant de relever que l'essentiel du creusement du val était acquis lors de leur agencement. La base du vallum le plus ancien (Riss ?) se situe vers 1065 m, soit une petite trentaine de mètres en contre-haut de l'actuel talweg du Méaudret et une centaine de mètres en contrebas du "toit" molassique (le Bois du Claret).

Si on compare les vals d'Autrans-Méaudre et de Lans-en-Vercors, se dégage le paradoxe suivant. Bien que l'incision fluviale apparaisse plus prononcée dans le paysage du val d'Autrans-Méaudre, celle-ci est globalement plus modeste que dans le val de Lans-en-Vercors. En effet, si on prend pour référence le substratum miocène, celui-ci se situe entre 990 et 960 m dans le val d'Autrans-Méaudre alors qu'il oscille entre 940 et 910 m dans le val de Lans-en-Vercors. Ce paradoxe est encore plus marqué si on tient compte de la distribution spatiale de ces deux synclinaux dépendant d'un même cours d'eau (la Bourne) : le val situé en amont est plus incisé que celui situé plus en aval ! Et ce paradoxe apparaît encore plus fort lorsqu'on tient compte du facteur-temps : le substratum molassique constitue "l'actuel" plancher du val d'Autrans-Méaudre alors que, dans le val de Lans, il est fossilisé par les formations lacustres du Pléistocène moyen (*supra* : 2.3). Enfin, le moindre creusement global du val d'Autrans-Méaudre, notamment durant le Pléistocène, est surprenant dans le sens où il n'a pas été contrarié par un fonctionnement lacustre.

Le comportement paradoxal de ces deux vals permet, en fait, de corroborer le canevas morphogénique du val de Lans, notamment les points suivants :

- le creusement de ces deux vals est largement acquis dès le Pléistocène moyen⁽¹⁾ ce qui signifie que le creusement de la vallée de la Bourne dont ils dépendent, l'était également ;

- le décalage relevé dans le creusement⁽¹⁾ de ces deux vals ne peut être attribué qu'à un événement majeur n'ayant affecté que le val de Lans-en-Vercors. Dans le contexte paléogéographique régional, cet événement majeur peut être rapporté à la difffluence du glacier de l'Isère. Cette difffluence apparaît, donc, comme le moteur essentiel du creusement "généralisé" du val de Lans ;

- le rôle de la difffluence du glacier de l'Isère dans le creusement "généralisé" du val de Lans est renforcé par l'incision différenciée de ce deux vals. En effet, si le creusement anté-lacustre du val de Lans avait été entraîné par la seule action des eaux courantes, il serait étonnant que celle-ci n'ait pas affecté le val d'Autrans-Méaudre qui possédait également en amont une alimentation notable (glaciers de l'Archard, de Gève et de Nave) ;

- le fait que le creusement "généralisé" du val de Lans-en-Vercors engendré par la difffluence du glacier de l'Isère

ne se soit pas traduit vers l'aval par une incision synchrone de la Bourne, confirme le rôle majeur du seuil structural qu'était le goulet de Tancanière-Prénatier. En effet, si ce creusement avait entraîné en aval une incision majeure de la Bourne, celle-ci aurait été enregistrée par ses affluents dont le Méaudret ;

- il est, enfin, intéressant de relever que dès que la difffluence du glacier de l'Isère a eu une moindre influence sur la dynamique du val de Lans-en-Vercors (Pléistocène récent), ces deux vals ont eu un comportement relativement similaire si on se réfère au degré d'incision de la haute-Bourne et du Méaudret dans les formations rissiennes.

Du fait de son moindre creusement, quelques témoins morphologiques anté-pléistocènes subsistent dans le val d'Autrans-Méaudre. Ceux-ci sont plus particulièrement présents dans la partie méridionale du val et sur son flanc occidental, où les processus glaciaires et périglaciaires furent moins vigoureux (moindre altitude, position d'adret...). Nous nous intéresserons ici plus particulièrement au "replat" qui accidente le rebord occidental entre Autrans et Méaudre étant donné qu'il présente de nombreux points communs avec le replat des Rimets (rebord occidental du val médian, *supra* : Chap. 1) (Figures II.71 et II.72).

Ce replat, moins continu et marqué que celui des Rimets, est bien visible aux abords des lieux-dits des Feuilles-Sabot de Manon-Souillet (1150-1200 m). Il recoupe la base de l'ensemble sénonien, les grès de l'Albien, la Lumachelle et le sommet de l'ensemble barrémo-bédoulien. Des éléments épars de molasse altérée reposent sur ce replat. Celui-ci doit son agencement à un processus d'ablation latérale qui n'a pu se développer qu'en présence d'une nappe d'inondation et/ou d'un aquifère épikarstique (*supra* : Livre I, II partie, Chap.1), c'est-à-dire dans un contexte morphologique totalement différent de l'Actuel. Ce replat est l'expression encore visible d'un aplanissement karstique contemporain d'un paléo-plancher du val d'Autrans-Méaudre qui devait se situer vers 1200 m d'altitude. Dans ce contexte, les reliefs de la Croix Perrin-Meillarot possédaient une faible énergie (100 à 150 m) par rapport à ce val. Suite à l'incision de la molasse miocène, ce replat de corrosion s'est retrouvé perché au dessus du drainage du val et a été le siège de soutirages comme en témoignent les nombreuses dolines et puits à neige l'accidentant. On retrouve là un scénario d'ensemble similaire à celui proposé pour le replat des Rimets.

(1) Dès la première moitié pour le val de Lans en Vercors et dès la seconde moitié pour le val d'Autrans-Méaudre.

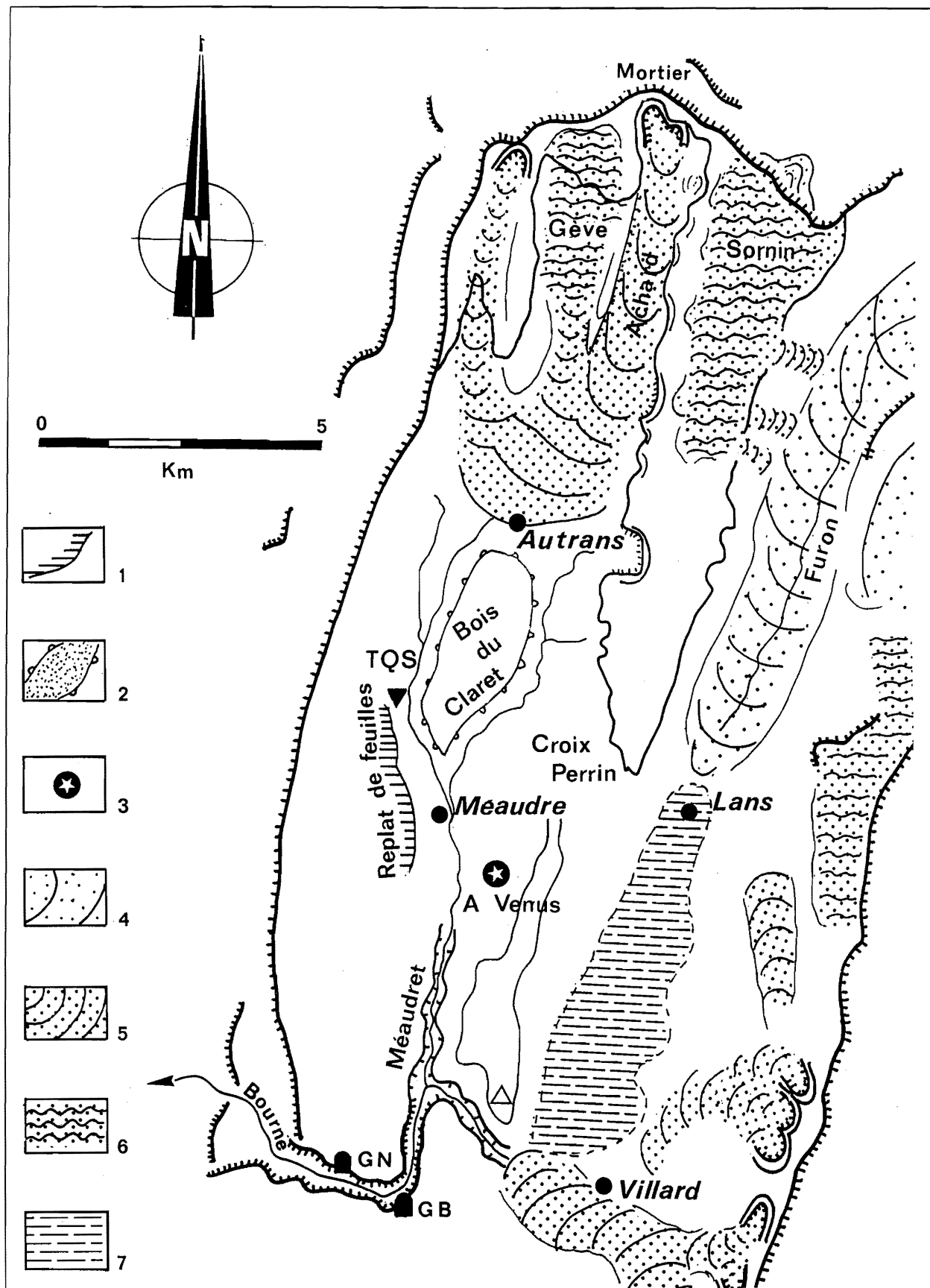


Figure II.71 - Le val d'Autrans-Méaudre durant les péjorations climatiques pléistocènes

1 : Replat perché de corrosion latérale (replat des Feuilles) ; 2 : Relief molassique du Bois du Claret ; 3 : Paléo-cavité contemporaine du replat des Feuilles (Antre de Vénus) ; 4 : Glacier alpin ; 5 : Glacier local ; 6 : Glacier local de type calotte ; 7 : Episoade lacustre du val de Lans-en-Vercors.

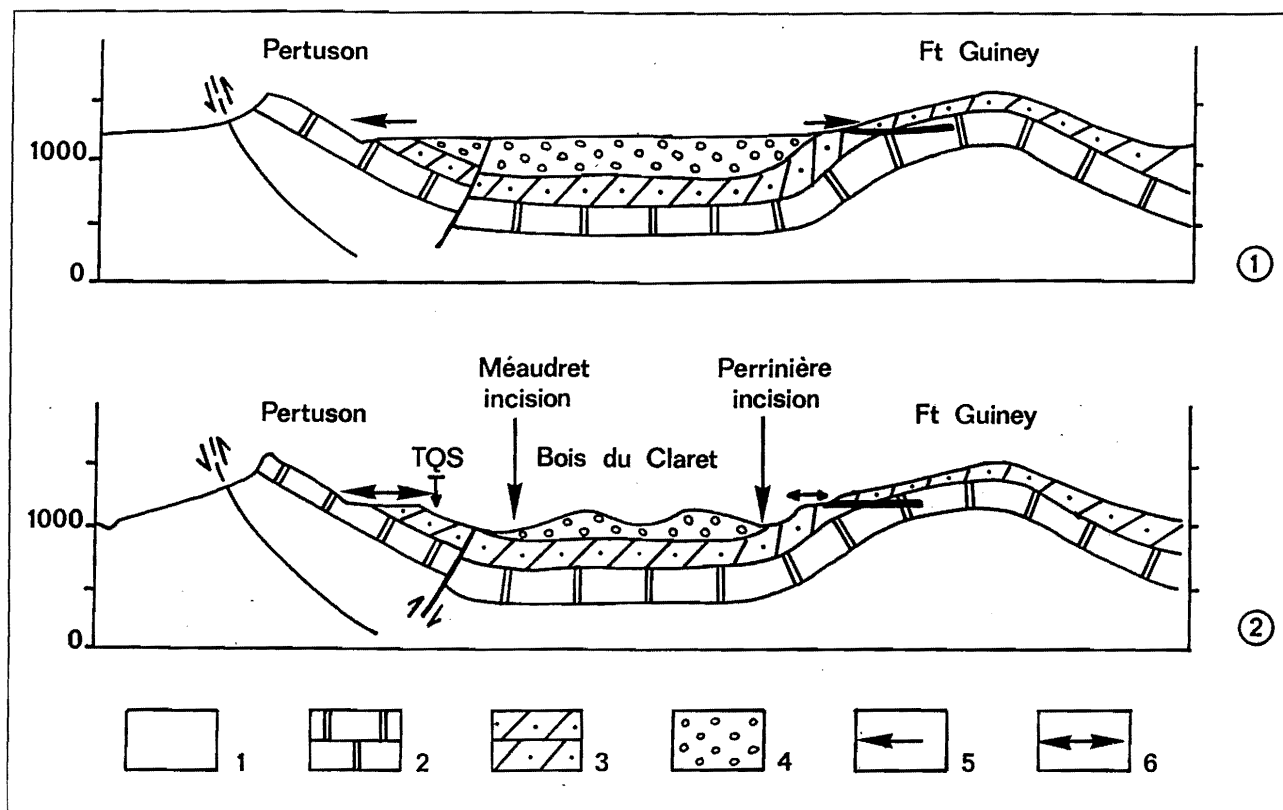


Figure II.72 - Évolution schématique du val d'Autrans-Méaudre

1 : Marnes hauteriviennes ; 2 : Calcaires à faciès urgonien ; 3 : Calcaires du Crétacé supérieur ; 4 : Molasses miocènes ; 5 : Perte des écoulements superficiels et dans son prolongement cavité de type "grotte-tunnel" ; 6 : Trottoir de corrosion latérale. TQS : Trou Qui Souffle.

Stade 1: Évolution du val en poljé ; Stade 2 : Incision du val en relation avec l'enfoncement de la Bourne.

2.3. Les principaux enseignements morphogéniques du modelé superficiel des Quatre Montagnes

L'analyse morphologique du modelé superficiel des 4 Montagnes permet d'appuyer et de compléter le canevas morphogénique proposé à partir des Coulmes.

Cette étude permet d'appuyer l'existence d'une phase hydrographique expectante durant laquelle les dépressions synclinales ont fonctionné en "poljé". Le fait de retrouver un scénario d'évolution similaire dans le val d'Autrans-Méaudre et dans le val médian qui sont tous deux tributaires de la Bourne, souligne le caractère majeur de cette étape morphogénique. On n'a pas retrouvé sur les rebords du val de Lans-en-Vercors de témoins indiscutables de replat d'aplanissement ; le flanc oriental a été remanié par les glaciers locaux et l'unicité stratigraphique du flanc occidental ne permet pas d'attribuer de manière certaine à la corrosion latérale l'agencement des replats des Brigands et du Molard. On peut, sur la base de l'altération des éléments molassiques présents sur les replats d'aplanissement, rapporter cette étape morphogénique au contexte chaud et humide ayant régné durant le Miocène et la première partie du Pliocène

(*supra* : Chap. 1, 2. 2.).

Le second enseignement majeur de cette étude est que l'essentiel de l'incision de la Bourne et des vals molassiques tributaires de ce cours d'eau est antérieur au Pléistocène moyen. Le remplissage glacio-lacustre du val de Lans-en-Vercors, contemporain du fini-"Mindel" et du complexe interglaciaire "Mindel-Riss", fossilise un creusement généralisé de ce val que nous avons pu attribuer à la diffluence du glacier de l'Isère. Ce remplissage permet également de fixer, au plus bas à 1050 m, l'altitude du goulet de Prénatier qui constituait l'émissaire de ce lac et en contrôlait le niveau.

Le passage du fonctionnement en "poljé" des synclinaux rapporté au Pliocène inférieur à une incision marquée des synclinaux dès le Pléistocène moyen met en évidence une phase majeure de creusement du réseau hydrographique dont il reste à définir le moteur. On peut, d'ores et déjà, écarter le rattachement de ce creusement aux péjorations climatiques "rissiennes" et würmiennes. On peut, par contre, rapporter à ces épisodes (péjorations et optima confondus) l'incision basale du seuil de Prénatier-Tancanière qu'on peut ici estimer à une petite centaine de mètres (1050-960 m). Si on compare cette incision basale à celle relevée dans le Royans à partir des

terrasses de la Bourne (incision post-"mindelienne" d'une centaine de mètres), se dégage une relative cohérence d'ensemble. Cette cohérence d'ensemble n'est pas, bien entendu, synonyme de synchronisme du creusement de ces deux points extrêmes du bassin-versant. Au contraire, l'incision des gorges a dû vraisemblablement se marquer par une décharge détritique dans le Royans.

Ces enseignements doivent être désormais confrontés aux données de l'endokarst.

3. LES ENSEIGNEMENTS DES GRANDS "SYSTEMES" SPÉLÉOLOGIQUES DES QUATRE MONTAGNES

L'objet de cette étude sur les "systèmes" spéleologiques des Quatre Montagnes est double :

- appuyer voire compléter le canevas morphogénique grâce aux informations paléogéographiques contenues dans la structuration endokarstique et les remplissages souterrains ;

- appréhender le plus finement possible la part des paramètres extérieurs qui sont intervenus et interviennent dans l'organisation et l'évolution du drainage endokarstique. On dispose, en effet, ici, de grands "systèmes" souterrains ayant évolué dans un même contexte morpho-climatique mais étant dépendants de niveaux de base hydrographique différents (Bourne, Bruyant et Isère) et s'étant agencés dans des contextes morpho-structuraux différents. Cet éventail devrait nous permettre de mesurer la part des influences morpho-climatiques (qui jouent sur le potentiel hydro-chimique) et des influences géomorphologiques (qui jouent sur le potentiel gravitaire).

Pour mener à bien cette double approche, nous avons étudié trois des quatre grands systèmes endokarstiques des Quatre Montagnes : les systèmes de Goule Noire, de Goule Blanche, et de Sassenage ; le système du Bruyant ayant été étudié récemment par Ph. Audra (1994), nous exploiterons directement les conclusions de son travail. Pour chacun de ces systèmes, l'étude proposée ne se veut pas exhaustive d'un point de vue spéleologique et spélogénique, mais au contraire orientée sur les indices permettant de répondre au

double objectif projeté.

3.1. Les apports des réseaux souterrains du val d'Autrans-Méaudre.

Sur la cinquantaine de cavités(1) appartenant à "l'actuel" système de Goule Noire, nous nous intéresserons plus particulièrement à trois cavités porteuses d'informations karstogéniques : l'Antre de Vénus, la grotte Favot et le Trou Qui Souffle. Ces trois cavités permettent d'appréhender deux logiques de structuration endokarstique : l'une contemporaine de la phase hydrographique expectante(2), la seconde dépendante de la Bourne et de ses différentes phases d'enfoncement.

3.1.1. L'Antre de Vénus : un témoin de la paléogéographie néogène

L'Antre de Vénus se développe dans la structure anticlinale "sénonienne" de la Croix Perrin - Meillarot qui sépare les vals d'Autrans-Méaudre et de Lans - Villard-de-Lans (Figure II.73). Cette cavité appartient clairement à une ancienne structure de drainage endokarstique, comme tendent à le suggérer, d'une part, son recoupement par le versant de facture périglaciaire (hérité des pégiorations pléistocènes), et, d'autre part, la position perchée de ce paléo-drain (1140 m) par rapport au fond du val d'Autrans-Méaudre (980 m). L'étude des réseaux souterrains et des remplissages de cette cavité permettent de reconstituer partiellement cette ancienne phase d'évolution karstogénique (J.J. Delannoy, 1992, et *al.*, 1992).

3.1.1.1. Étude spéleomorphologique de l'Antre de Vénus

L'Antre de Vénus qui s'ouvre à 1144 m d'altitude, s'apparente à une galerie principale sub-horizontale qu'on peut suivre sur plus de 800 m. Le dénivelé maximum entre le point le plus haut et le point le plus bas de cette galerie est d'une petite trentaine de mètres (Figure II.74).

L'entrée actuelle de l'Antre de Vénus correspond à un petit conduit qui débouche au sommet d'un puits (15 m)

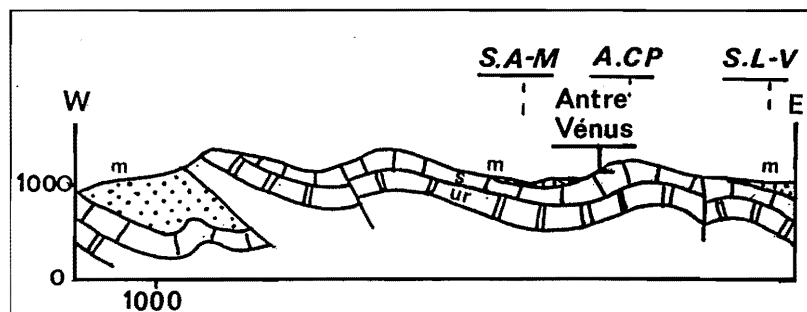


Figure II.73 - Coupe géologique schématique du val d'Autrans-Méaudre au droit de l'Antre de Vénus

(1) De plus de 30 m de dénivelé et/ou de plus de 100 m de développement

(2) Fonctionnement en poljé du synclinal.

permettant de rejoindre la galerie principale. Vers le SE, celle-ci bute rapidement sur une trémie qui est l'expression du recoupement de cette galerie par le versant ; celui-ci se situe, en effet, à quelques mètres de ce terminus. La galerie principale qui s'enfonce dans la structure anticlinale, se caractérise par une alternance de tronçons en conduite forcée et de tronçons chaotique.

La morphologie initiale en conduite forcée est particulièrement bien conservée dans la partie méridionale de la cavité où celle-ci se termine spéléologiquement sur un remplissage argilo-sableux qui, depuis le "Cimetière" (Figure II.74), masque la base du conduit. Ailleurs, là où la morphologie initiale est plus ou moins bien conservée, se dessinent au plafond d'amples cupules. Le caractère plus chaotique de la galerie correspond à la première partie du réseau (proximité du puits d'entrée) et dans le secteur médian (autour du "Cimetière").

Six puits débouchent au plafond ou en paroi de la galerie principale. Ces conduits verticaux sont généralement parcourus par des ruissellements (quelques litres/seconde) qui, soit se perdent dans de petits soutirages ou le plancher chaotique de la galerie, soit se raccordent à d'étroits réseaux méandriques ou à des puits (P5 au sud de "étroiture du Suisse"). En dehors de ces quelques circulations annexes recoupant la galerie, l'Antre de Vénus se définit comme une cavité "fossile" exempte de toute circulation hydrologique.

L'Antre de Vénus se caractérise par une rare diversité de remplissages tant carbonatés que détritiques. Concernant les premiers, on relève de nombreuses formations écroulées ou fissurées. Cette cavité renferme également une riche gamme de matériel détritique, tant d'un point de vue pétrographique, que granulométrique.

A partir de ces simples observations concernant les formes et formations, on peut appréhender l'évolution de cette cavité. Pour cela, il est nécessaire de fixer la signification morphogénique de chacune des formes et formations observées et d'étudier les relations et enchaînements existant entre-elles.

3.1.1.2. Interprétation morphogénique des formes et formations endokarstiques

Trois grandes familles de réseaux caractérisent l'Antre de Vénus : les réseaux en conduite forcée, les réseaux chaotiques et les puits.

Le façonnement en conduite forcée et le développement subhorizontal de la galerie principale se rapporte à une période où la cavité appartenait à la zone noyée du karst. Signalons que sur ce flanc du val d'Autrans-Méaudre, le secteur noyé le plus proche correspond au Labyrinthe de Méaudre qui se développe 240 mètres en contrebas de l'Antre de Vénus. On remarque au plafond et sur les parois de ce paléodrain s.s. différentes formes de détail porteuses d'information spéléogénique :

- des cupules de plafond qui confirment l'agencement de ce drain en régime noyé par corrosion et circulation lentes ;
- un dépôt argileux rougeâtre colmatant certaines de ces cupules ;
- des lapiés de voûte liés à des circulations entre le sommet du colmatage argileux et le plafond du drain ;
- des silex altérés qui ont été mis en saillie par le travail de la corrosion différentielle.

L'allure chaotique de la galerie principale résulte essentiellement de phénomènes de détente mécanique et d'écroulement affectant le plafond et/ou des pans de paroi. Cette évolution apparaît, ici, clairement postérieure au dénoyage du paléo-drain et au décolmatage du conduit initial. Le caractère généralisé de cet aspect chaotique dans toute la première partie du réseau doit être vraisemblablement rapporté à la proximité du versant.

Les puits, tels le puits d'accès ou les puits "remontants", correspondent à des réseaux secondaires ayant recoupé à l'emporte pièce le paléodrain. Ils se raccordent (en amont et en aval de la galerie principale) à des réseaux méandriques qui répondent à une autre dynamique de creusement (par des écoulements à surface libre).

La reconnaissance de ces différents types de réseaux permet de définir deux étapes fondamentales dans l'évolution de l'Antre de Vénus (Figure II.75) :

-1- une première phase durant laquelle la galerie principale fonctionnait en drain s.s., ce qui signifie que le contexte hydrogéologique différait complètement de l'Actuel ;

-2- une étape postérieure où l'Antre de Vénus appartient à la zone vadose, ce qui sous-entend une réorganisation de la structure du drainage karstique.

Les remplissages contenus dans la galerie apportent des précisions complémentaires sur l'évolution de cette cavité. Nous nous intéresserons, dans un premier temps, aux formations détritiques, puis, dans un second temps, aux spéléothèmes.

A l'intérieur des dépôts détritiques, on relève deux grandes familles : les sédiments roulés, triés et ordonnés et les sédiments sub-anguleux.

La première famille de sédiments qui comprend galets, sables et sédiments fins, permet de faire ressortir les points suivants :

- les galets doivent clairement leur apport et leur sédimentation à des écoulements comme en témoignent leur litage et leur disposition. L'étude pétrographique met en valeur la présence de calcaires et de silex d'origine locale, mais aussi d'éléments provenant de la molasse miocène (quartzites, radiolarites) ;
- les sables, essentiellement grossiers, sont riches en

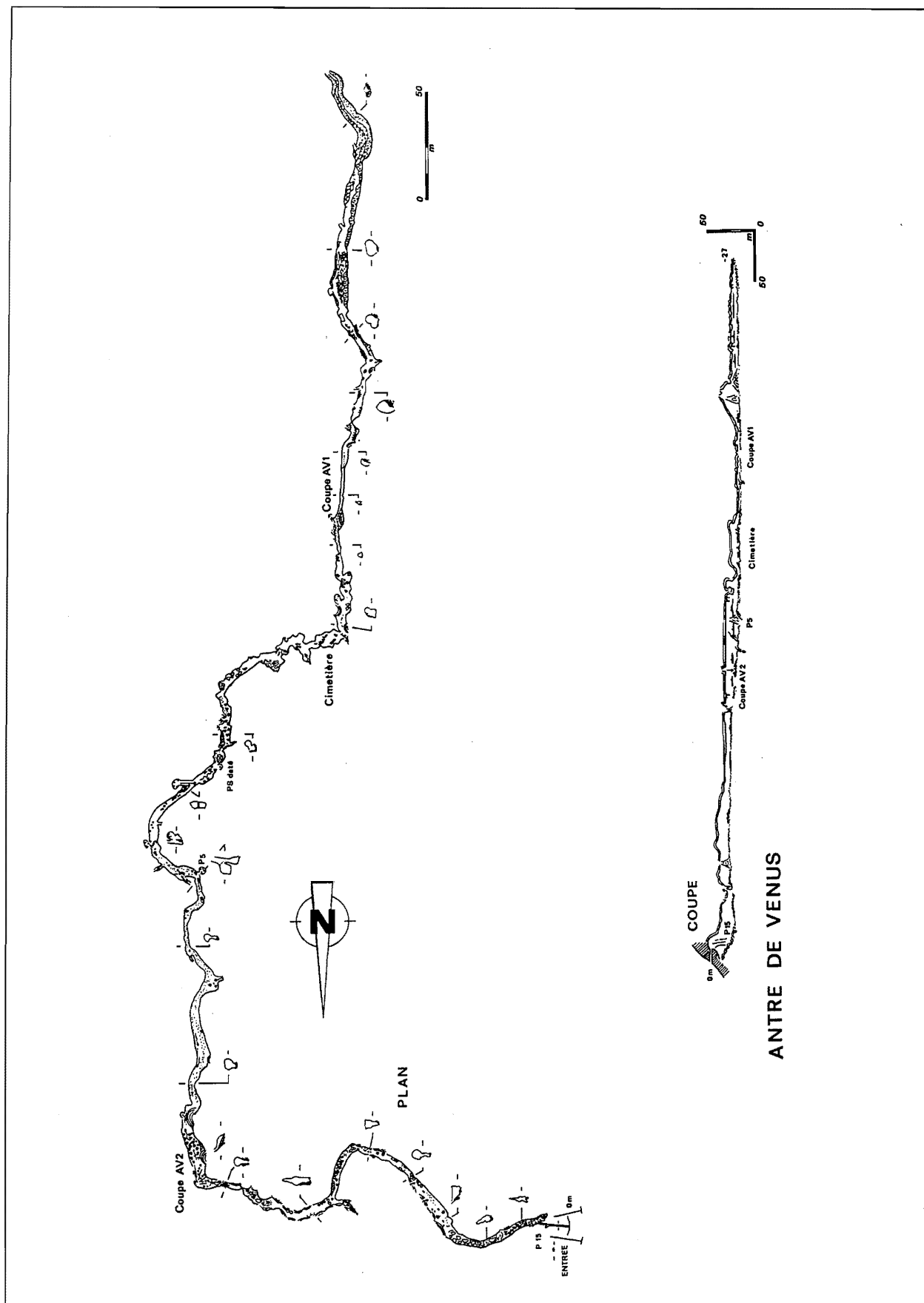


Figure II.74 - Topographie de l'Antre de Vénus
D'après S. Caillault et Stage Moniteurs EFS

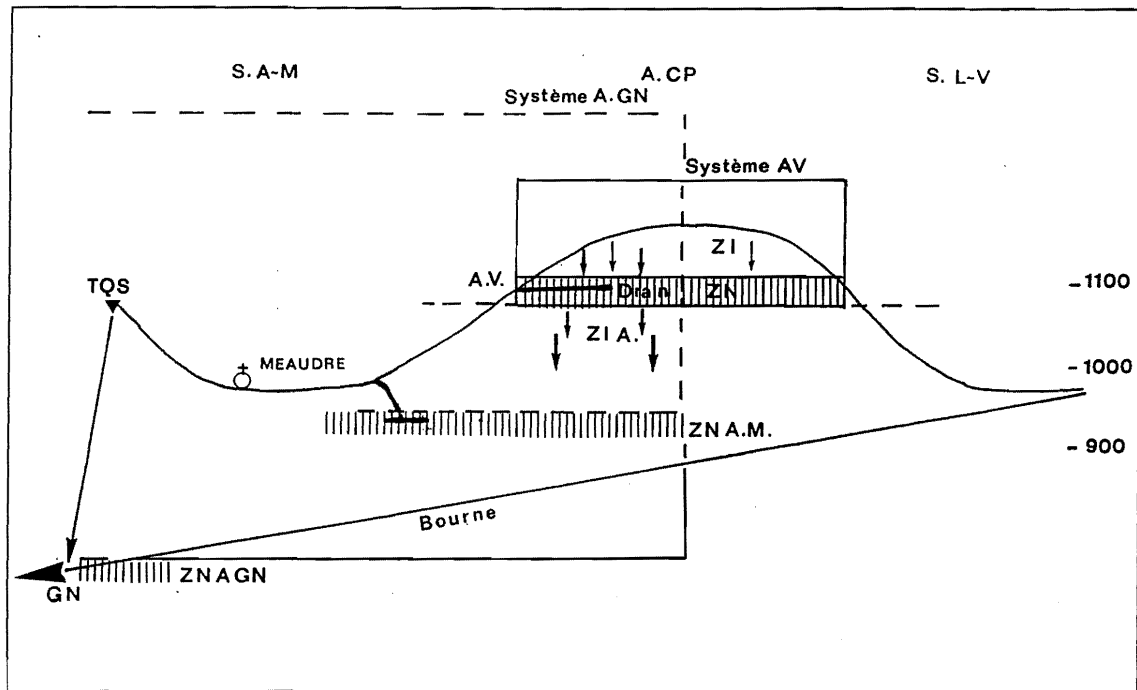


Figure II.75 - Évolution de l'Antre de Vénus dans le contexte hydrogéologique

Système A. GN : Système actuel de Goule Noire ;

ZNAGN : Zone noyée actuelle au niveau de Goule Noire ;

ZNAM : Zone noyée actuelle au niveau de la plaine de Méaudre ;

ZI A. : Zone d'infiltration actuelle ;

GN : Goule noire ; TQS : Trou qui Souffle ;

Système AV : Système Antre de Vénus ; ZI : Zone d'infiltration ; ZN : Zone noyée contemporaine du fonctionnement en drain de l'Antre de Vénus.

S. A-M : Synclinal d'Autrans-Méaudre ; S. L-V : Synclinal Lans-Villard de Lans ; A. CP : Anticlinal Croix Perrin.

débris siliceux sub-émoussés et en quartz roulés. La granulométrie de ces sables révèle une sédimentation "forcée". Ils sont généralement disposés en lits alternant avec des sédiments de décantation ;

- ces sédiments plus fins (limono-argileux) se disposent en lamines planes et parallèles et présentent des niveaux millimétriques de sables fins.

Ces sédiments sont organisés en séries positives ; en partant du bas, on a tout d'abord les galets, les sables grossiers, puis plus fins et, enfin, les sédiments argilo-limoneux. La base et le sommet de ces séries correspondent généralement à des plans d'érosion. La coupe du remplissage (A.V.1., Figure II.76), responsable du colmatage de la conduite forcée (terminus méridional), révèle une répétition de 6 séries sur une hauteur de 1,70 m. On constate, au niveau de cette coupe, que ces séries sont de moins en moins grossières vers le sommet. Celle-ci est chapeautée par un dépôt argileux. Cette séquence n'est présente que dans les secteurs présentant une morphologie en conduite forcée (Figure II.77)

Les éléments de cette séquence détritique ont été repris de nombreuses fois par des écoulements comme en témoigne l'étagement des différents lits de galets indurés dans les secteurs plus chaotiques.

Les débris sub-anguleux présents dans cette cavité

s'apparentent, pour leur part, à des brèches. En dehors de la brèche tectonique du puits d'entrée, ces brèches correspondent à des éléments ayant subi un court transport (caractère anguleux). On les rencontre surtout au débouché des puits où elles se disposent en pseudo-cônes de déjection présentant des lits pentus de l'ordre de la trentaine de degrés (Figure II.77). A l'intérieur de ces dépôts, on relève généralement la série stratigraphique suivante (Coupe A.V. 2, Figure II.78) : à la base, de petits éléments siliceux émoussés noyés dans une matrice argileuse brunâtre qui passent ensuite à une alternance de lits de clastes sub-anguleux de tailles différentes [clastes fins (1 à 5 cm) et clastes plus grossiers (> 5 cm)]. Ce matériel clastique est constitué exclusivement de calcaires sénoniens et de silex ; la série est coiffée par une coulée stalagmitique, à l'origine de leur cimentation. Au niveau de la salle de la "Pièce Montée", on relève l'emboîtement de deux séries stratigraphiques de ce type.

Les dépôts carbonatés sont présents dans l'ensemble de la cavité, aussi bien dans les galeries en conduite forcée dégagées de leur colmatage, que dans les réseaux chaotiques et aux abords des puits. On distingue, à l'intérieur de ces formations, plusieurs générations et familles de dépôts stalagmitiques.

Les concrétions les plus anciennes, au volume

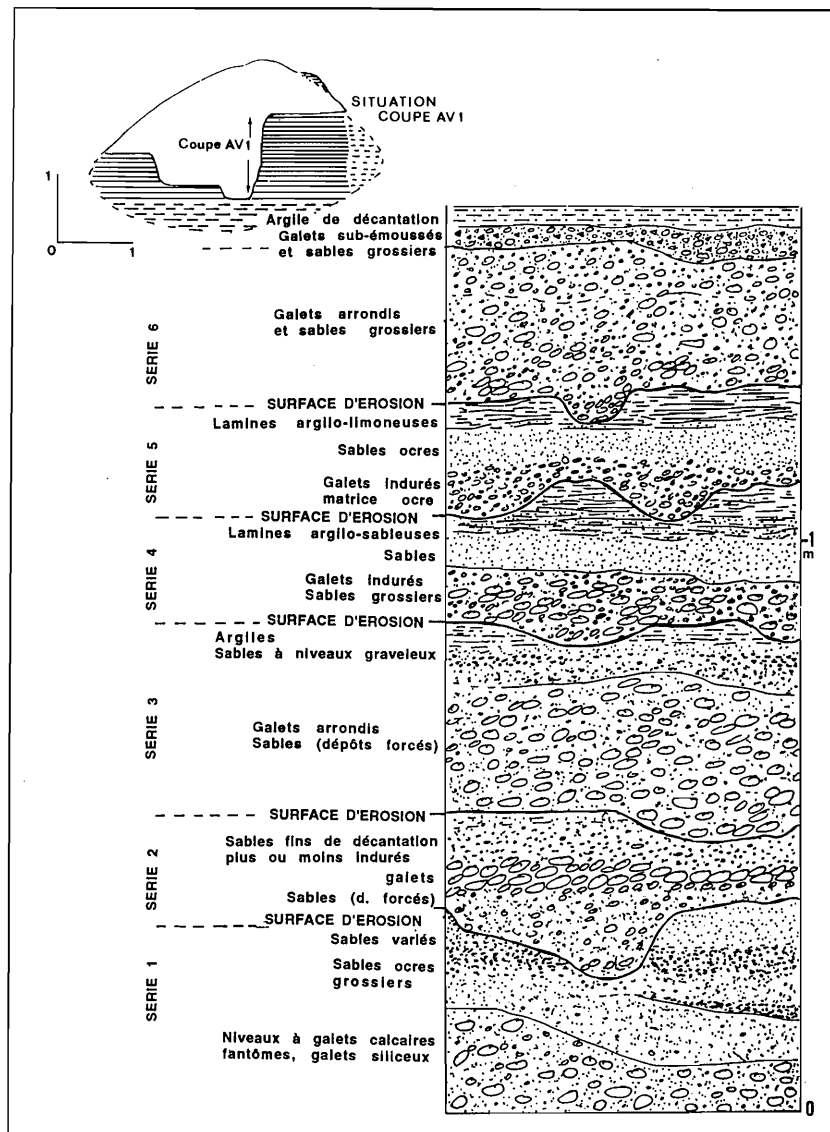


Figure II.76 - Coupe du colmatage du conduit initial de l'Antre de Vénus (coupe A.V. 1).

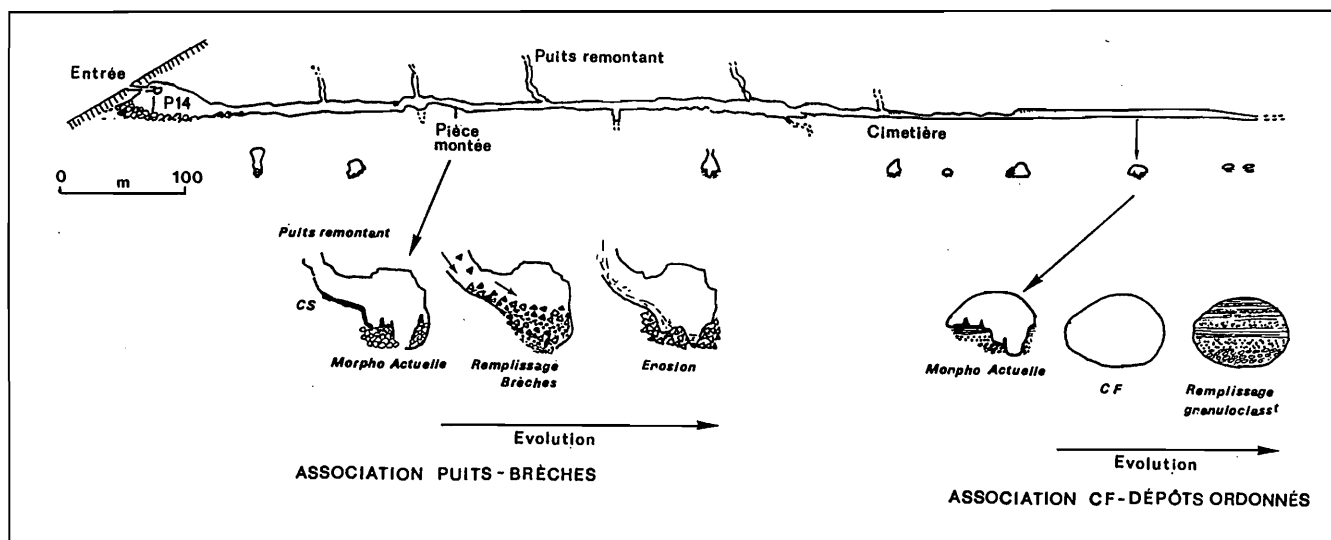


Figure II.77- Coupe de l'Antre de Vénus et sections typiques de la cavité

imposant et de couleur brunâtre, sont rarement en place ; la plupart d'entre elles jonchent le plancher des secteurs chaotiques. Celles en place sont généralement érodées et fissurées. Ces édifices séniles, écroulés ou non, sont fréquemment surmontés par de nouvelles générations de dépôts stalagmitiques généralement plus blanchâtres. Certains de ces dépôts sont actuellement actifs. La plupart

des constructions les plus récentes sont affectées par des fissures, voire déplacées. En dehors de leur enseignement spéléogénique et paléoclimatique, ces formations carbonatées mettent en évidence des mouvements néotectoniques, au moins locaux.

Au débouché des puits dans la galerie principale, on relève un étage de plusieurs cascades stalagmitiques

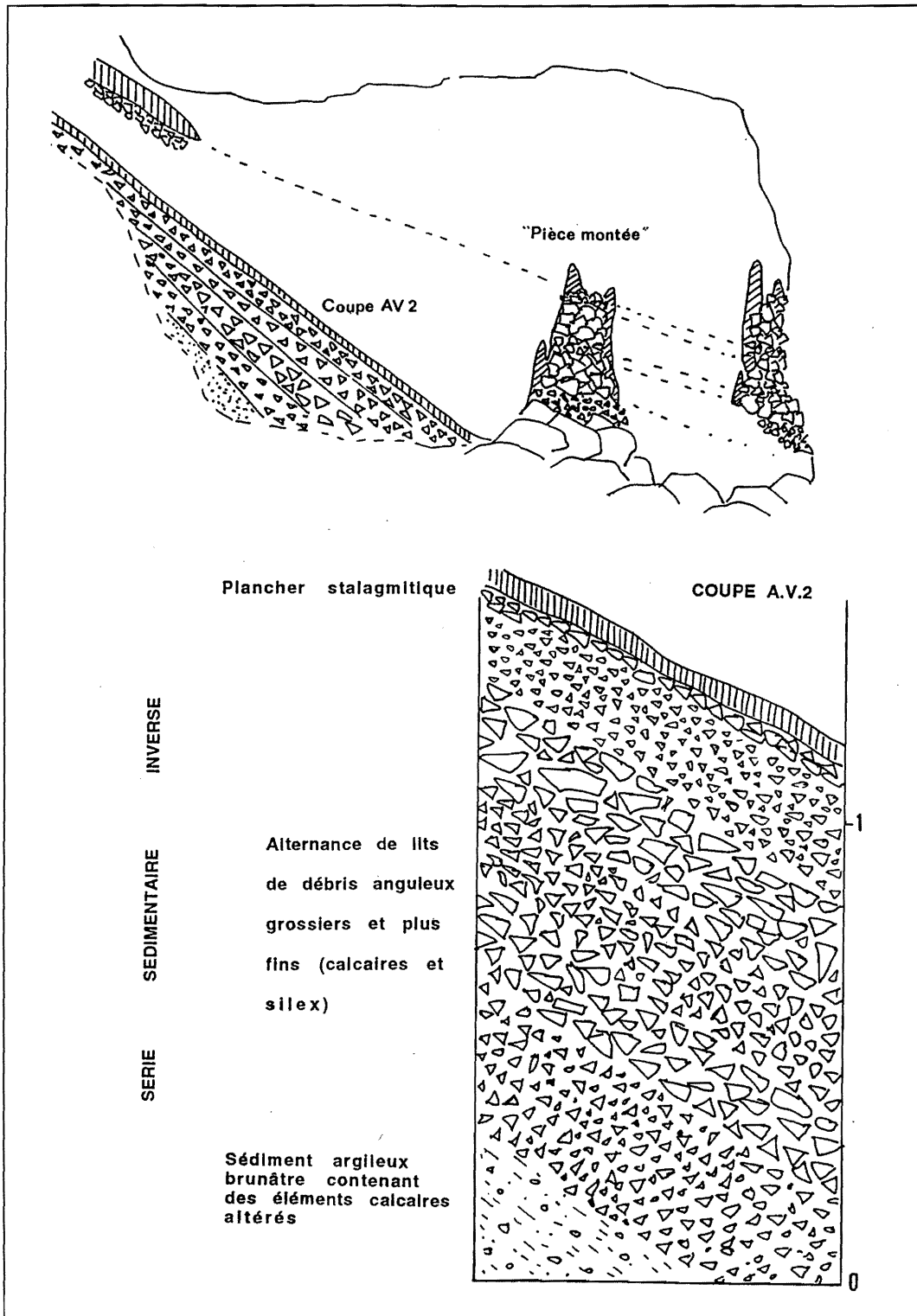


Figure II.78 - Coupe des remplissages bréchiqes de l'Antre de Vénus (coupe A.V.2, Pièce Montée)

qui passent parfois, à l'aval, à des planchers stalagmitiques. Alors que les cascades scellent généralement des débris sub-anguleux, les planchers reposent sur des dépôts alluviaux contenant de nombreux débris sub-anguleux.

A partir de la distribution spatiale de ces remplissages, on peut dégager différentes phases de sédimentation :

- une sédimentation "alluviale" a progressivement colmaté le drain initial. L'association d'une morphologie en conduite forcée et d'un colmatage total se terminant par des niveaux argileux semble révélateur du passage d'un creusement syngénétique de la galerie principale à un fonctionnement paragénétique ;

- suite au dénoyage du drain, ce colmatage a été localement recreusé. Cela s'est effectué de manière progressive et a été rythmé par des phases d'arrêt, voire de dépôt carbonaté (plancher stalagmitique étagé). Dans certains tronçons, le colmatage a totalement disparu. C'est généralement dans ces secteurs qu'on rencontre des dépôts alluviaux liés à des écoulements à surface libre. Ces derniers, à dominante graveleuse, reprennent souvent le matériel grossier du colmatage "initial" ;

- les brèches et éboulis ont une relation très indirecte avec la galerie principale de l'Antre de Vénus. Ils correspondent à du matériel ayant transité par les puits et qui s'est déposé en vrac dans la galerie, ce qui sous-entend que celle-ci avait été dégagée, au moins partiellement, de son colmatage "paragénétique".

3.1.1.3. Reconstitution spéléogénique

L'étude des formes et formations souterraines permet de dégager les étapes spéléogéniques suivantes.

Le façonnement en conduite forcée de la galerie de l'Antre de Vénus est contemporain d'une ancienne structure de drainage endokarstique dont la surface piézométrique se situait au plus bas vers 1200 m d'altitude, soit plus de 400 m en contre-haut de l'actuelle zone noyée dépendant de Goule Noire. Si les microformes contemporaines du fonctionnement en drain ne sont plus suffisamment marquée pour déterminer le sens des écoulements, il est possible d'aborder celui-ci à partir du colmatage "paragénétique". La base de ce colmatage est composée de galets dont le caractère roulé est plus lié à leur origine (molasse miocène) qu'à un long cheminement ou à de puissants écoulements. Comme pour les Coulmes, la présence de ce matériel molassique dans la cavité pose problème étant donné qu'actuellement on ne retrouve pas de traces d'affleurement miocène sur l'anticlinal de la Croix Perrin-Meillart.

Deux scénarios sont, ici, envisageables :

- le Miocène recouvrait antérieurement cet anticlinal et, dans ce cas, une part de ce matériel provient de la surface et a été piégée sous-terre⁽¹⁾ ;

- le Miocène est resté cantonné aux dépressions synclinales et il y a eu transfert latéral de ce matériel, soit

un scénario similaire à celui évoqué pour les Coulmes (*supra* : Chap. 1)(Figure II.79).

Dans l'état actuel des connaissances, il est délicat de privilégier l'une ou l'autre de ces possibilités. Ce paléo-drain se développant, en effet, légèrement en contrebas (1100 m) des sédiments molassiques en place (1175 m au Bois du Claret) ou altérés (1200 m au replat des Feuilles), autorise un transfert vertical du matériel miocène et ce d'autant plus que cette cavité se développe parallèlement au rebord interne du val d'Autrans-Méaudre. Par ailleurs, l'homogénéité et la disposition des galets témoignent d'un écoulement possédant une certaine énergie qui dans le contexte paléogéographique peut être rapportée à des écoulements superficiels dépendant du paléo-plancher molassique et se perdant au contact des calcaires sénoniens. Ce second scénario apparaît cohérent avec l'existence du replat de corrosion des Feuilles : ces deux témoins de paléo-fonctionnements karstiques se situent à une altitude voisine (1200 et 1100 m). Ces deux témoins sont, de plus, tous deux, clairement antérieurs à l'incision de la Bourne.

Quelles que soient les circonstances des apports molassiques, l'inclinaison des galets permet de définir le sens du drainage de l'Antre de Vénus qui se dirigeait vers le sud. Bien qu'il soit délicat de raisonner sur quelques centaines de mètres de galeries, ce paléo-drainage vers le sud est cohérent, à la fois, d'un point de vue structural et hydrogéologique. En effet, à l'image de l'actuelle structure endokarstique (Trou Qui Souffle, *infra* :), le drainage de la zone noyée a pu se réaliser sur le rebord du synclinal et en direction de la gouttière transverse de la Bourne qui constituait, d'un point de vue structural, le point bas de ce secteur avant l'incision de la Bourne.

Le passage vers le sommet du colmatage à des sédiments de plus en plus fins semble mettre en évidence une perte progressive d'énergie des écoulements qui étaient de moins en moins capables de prendre en charge des éléments grossiers et dont la vitesse était insuffisante pour maintenir les particules fines dans le courant. Cette phase de colmatage peut être rapportée à l'abandon de ce paléodrain dont il reste à définir les causes.

Le fait que cette galerie ait été explorée sur près de 800 mètres, signifie qu'il y eu un décolmatage au moins partiel du paléodrain. Celui-ci a été provoqué par les eaux d'infiltration qui recoupent, "aujourd'hui" à l'emporte-pièce la galerie principale. On relève, en effet, que le décolmatage est plus important aux abords des puits et, inversement, moindre dans les secteurs non recoupés par les conduits verticaux (extrémité méridionale de la cavité).

L'étagement de différents planchers stalagmitiques reposant sur le colmatage partiellement dégagé ou remanié montre que le déblaiement s'est réalisé

(1) Un scénario identique a été relevé pour le Pot Siva (*supra* : Chap. 1) qui conserve des témoins du Crétacé supérieur aujourd'hui absent des Coulmes.



Photo 13 - Coupe AV.1 de l'Antre de Vénus. Ce remplissage qui alterne niveaux caillouteux, sableux, caillouteux, a colmaté le conduit principal en conduite forcée. Ce remplissage est l'expression de "l'isolement" du système karstique auquel appartenait l'Antre de Vénus. Le déblaiement ultérieur du remplissage est lié au recouplement de ce conduit colmaté par des écoulements de la zone vadose (cf. Figure II.76).

Photo S. Caillault

Photo 14 - Détail du matériel grossier contenu dans le colmatage de l'Antre de Vénus. Ce matériel bien roulé et possédant une relative homogénéité "granulométrique" provient de la molasse miocène présente dans les vals voisins d'Autrans-Méaudre et de Lans-en-Vercors. La présence de radiolarites dans le colmatage "initial" de l'Antre de Vénus témoigne d'écoulements charriant le matériel molassique depuis le val d'Autrans-Méaudre (cf. Figures II.76 et 79).

Photo S. Caillault





Photo 15 - Le paléodrain de Favot recoupé par le versant nord des gorges de la Bourne (rive droite). Cet ancien drain de la zone noyée s'est agencé à la base de l'ensemble urgonien barrémobédoulien (une soixantaine de mètres au dessus du substratum hauterivien). L'incision postérieure de la Bourne a entraîné une migration de l'exutoire karstique qui se situe actuellement 200 m en contrebas : Goule Noire (cf. Figure II. 80).

Photo B. Lismonde

Photo 16 - Le tunnel "d'entrée" de la grotte Favot. Cette galerie est l'expression morphologique d'un ancien drain de la zone noyée. Ce drain remontant alimentait un ancien exutoire qui se connectait à un paléo-talweg de la Bourne. Ce paléo-talweg se situait au moins 200 m en contre-haut de l'actuel fond des gorges (cf. Figures II.80 et 84).

Photo C.P.I.E. Vercors.



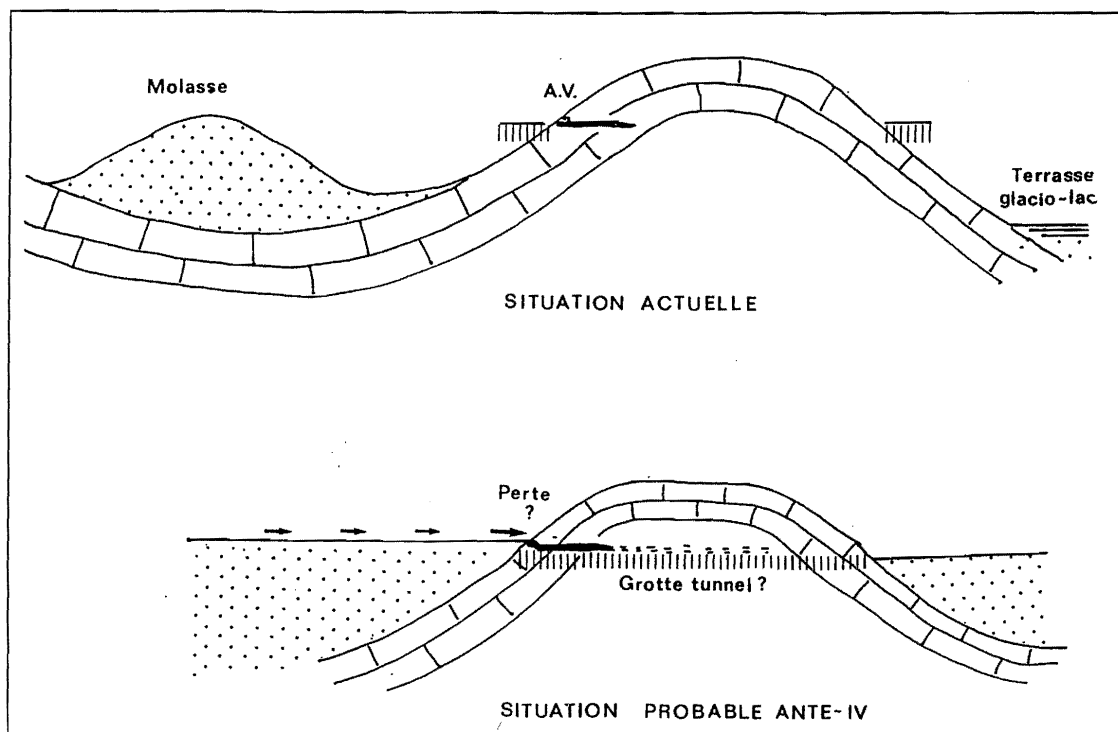


Figure II.79 - Situations actuelle et initiale de l'Antre de Vénus dans son contexte morpho-structural

progressivement et a été rythmé par des phases de creusement et de concrétionnement. La datation des plus importants d'entre-eux montre que le déblaiement a débuté avant 350 000 B.P. (limite du géochronomètre U/Th) et s'est poursuivi durant le Pléistocène moyen et supérieur comme en témoigne un des planchers intermédiaires contemporain de l'interstade Riss 1-Riss 2 (198 100 B.P.) et un autre rapporté à l'Eémien.

C'est suite au décolmatage de l'ancien drain que se sont manifestés les phénomènes mécaniques de détente. En effet, les blocs écroulés reposent soit sur le colmatage recreusé, soit sur le "bed-rock".

C'est également suite au décolmatage que se sont déposées les brèches puisqu'elles couvrent soit le colmatage recreusé ou remanié, soit le plancher rocheux. Ces brèches sont, rappelons-le, composées de débris subanguleux d'origine locale dont la facture s'apparente aux gélifracsts. De plus, la séquence inverse de ces sédiments (éléments fins noyés dans une matrice limono-argileuse brunâtre, puis alternance de lits de gélifracsts fins et plus grossiers) pourrait être l'expression d'une érosion de la couverture pédologique puis du substrat sénonien (gélifraction). Notons que ce type de séquence est couvert par un encroûtement stalagmitique, voire d'une cascade stalagmitique. L'encroûtement scellant la série inférieure de la Pièce Montée est datée de 26 800 B.P.. L'étagement au débouché des puits dans la galerie principale de deux ou trois séquences inverses souligne à la fois la répétition de phases d'érosion en surface et l'incision de la galerie par les eaux issues des puits (cette incision reste limitée

aux secteurs situés à proximité des puits). Ces différents indices nous permettent de rattacher ces sédiments clastiques aux épisodes froids quaternaires. Ces sédiments ont cheminé sur une courte distance (faible degré d'émoussé), *via* les conduits verticaux, avant de se déposer en "pseudo-cônes de déjection" à leur débouché dans la galerie. L'absence de matériel molassique au débouché de ces puits montre que le Miocène n'affleurerait plus sur ce flanc du val.

En conclusion, l'un des principaux enseignements de l'Antre de Vénus est de mettre en évidence une paléo-structuration du drainage endokarstique dont la zone noyée devait se situer au plus bas vers 1200 m. Si on compare cette côte altitudinale au plancher molassique fini-mindélien du val de Lans-en-Vercors (950-910 m), on mesure l'ancienneté de ce paléodrain. Celui-ci est, au même titre que le replat de corrosion des Feuilles, clairement antérieur à l'incision du réseau hydrographique notamment de la Bourne. L'étude de la grotte Favot et du Trou Qui Souffle permet de suivre l'évolution du drainage endokarstique dépendant de la Bourne et de son encaissement.

3.1.2. Un étagement de drainage mis en évidence à l'aval du système : grotte Favot-Goule Noire.

La grotte Favot (880 m) domine de 200 m l'actuel talweg des gorges-amont de la Bourne où, au contact du substratum hauterivien, sourd l'émergence de Goule Noire (686 m). L'entrée actuelle de Favot s'ouvre dans la

partie basale de l'ensemble urgonien (Barrémien supérieur) à 50-60 m au dessus du substrat hauterivien (Figure II.58).

3.1.2.1. Description spéléomorphologique

La grotte Favot débute par une vaste galerie (5 m de large) en conduite forcée, de forme hexagonale, présentant une forte déclivité (30°). Cette galerie se raccorde 50 m en contrebas à un réseau d'amples galeries au développement sub-horizontale (-60 à -70 m). Ce réseau, appartenant à une ancienne structure de drainage *s.s.*, bute sur des colmatages argilo-sableux (Figure II.80).

L'étude granulométrique de ce remplissage met en évidence une sédimentation en présence d'une très faible vitesse d'écoulement. Cette sédimentation peut être l'expression, soit d'un fonctionnement paragénétique, soit d'une décantation postérieure au régime noyé ; cette décantation se localisant aux points bas de cette ancienne structure de drainage *s.s.* (pseudo-siphons).

En dehors des secteurs colmatés, ces galeries ont été affectées par des phénomènes de décompression ; ces phénomènes à l'origine de leur plancher chaotique sont fort anciens si on se réfère au concrétionnement sénile qui repose sur les blocs écroulés. Ce concrétionnement se caractérise essentiellement par de grosses stalagmites ; les datations réalisées sur celles-ci donnent un âge antérieur à 350 000 B.P. et pour l'une d'entre-elles de 310 000 B.P.. En dehors du Grand Dôme et des gours de la galerie des Lacs, le concrétionnement n'est plus fonctionnel.

Au niveau du Grand Dôme, s'ouvre un vaste puits (le Grand Scialet d'environ 40 m) qui bute à -116 m de profondeur sur un colmatage argileux sur lequel stagne un petit plan d'eau. Le niveau de ce plan d'eau varie selon les apports d'un petit actif et des suintements provenant du Grand Dôme et de la galerie des Lacs ; ces suintements sont à l'origine des épaisses coulées stalagmitiques revêtant la paroi septentrionale du puits. Les premiers termes de cette coulée (au contact de la paroi) donnent un âge de 215 000 B.P.. Une récente coloration (D. Thibault, 1995) a prouvé une relation relativement "directe" entre ce plan d'eau et l'émergence actuelle : Goule Noire. Le pic maximum de concentration se situe environ 14 h après l'injection ; compte tenu du colmatage argileux à la base du puits, ce temps de passage est relativement court. Cette coloration souligne la relation existant entre ces deux cavités.

3.1.2.2. Reconstitution spéléogénique

A partir de cette rapide description, les traits spéléogéniques suivants ressortent.

Le réseau de grosses galeries (réseau des Ours, inclus) et le tunnel d'entrée sont l'expression d'un creusement en régime noyé qui était ascendant dans sa partie aval. Bien qu'à priori envisageable, nous ne rapportons pas l'agencement du "Grand Scialet" à ce fonctionnement ; on

pourrait imaginer que ce puits et le tunnel d'entrée appartiennent à une logique ascendante des écoulements. Dans cette hypothèse, l'agencement des grosses galeries intermédiaires pose problème. De plus, cette hypothèse n'est pas en adéquation avec ce qu'on observe dans le Trou Qui Souffle (*infra* : 3.1.3.).

Dans le contexte morpho-structural de cette cavité, ce creusement initial en régime noyé est assurément contemporain d'un paléo-talweg de la Bourne qui se situait, **au moins**, 200 m en contre-haut de l'actuel fond de vallée.

L'absence de colmatage argilo-sableux, en dehors des points-bas, accredit plus l'hypothèse d'une sédimentation par décantation postérieure au fonctionnement en régime noyé (phase "d'isolement" de la structure de drainage *s.s.*). De plus, dans l'hypothèse d'un colmatage paragénétique généralisé, il faudrait envisager une phase de décolmatage quasi-généralisé antérieure aux phénomènes de décompression et au concrétionnement.

Si on se réfère aux datations des stalagmites séniles, cela reporte **au minimum** à un Pléistocène moyen inférieur le concrétionnement, les écroulements et bien au delà le fonctionnement en drain *s.s.* de Favot. Toujours sur la base des datations, les coulées les plus anciennes du "Grand Scialet" (210 000 B.P.) indiquent que la migration du drainage vers Goule Noire était totalement réalisée bien avant la mi-Pléistocène moyen.

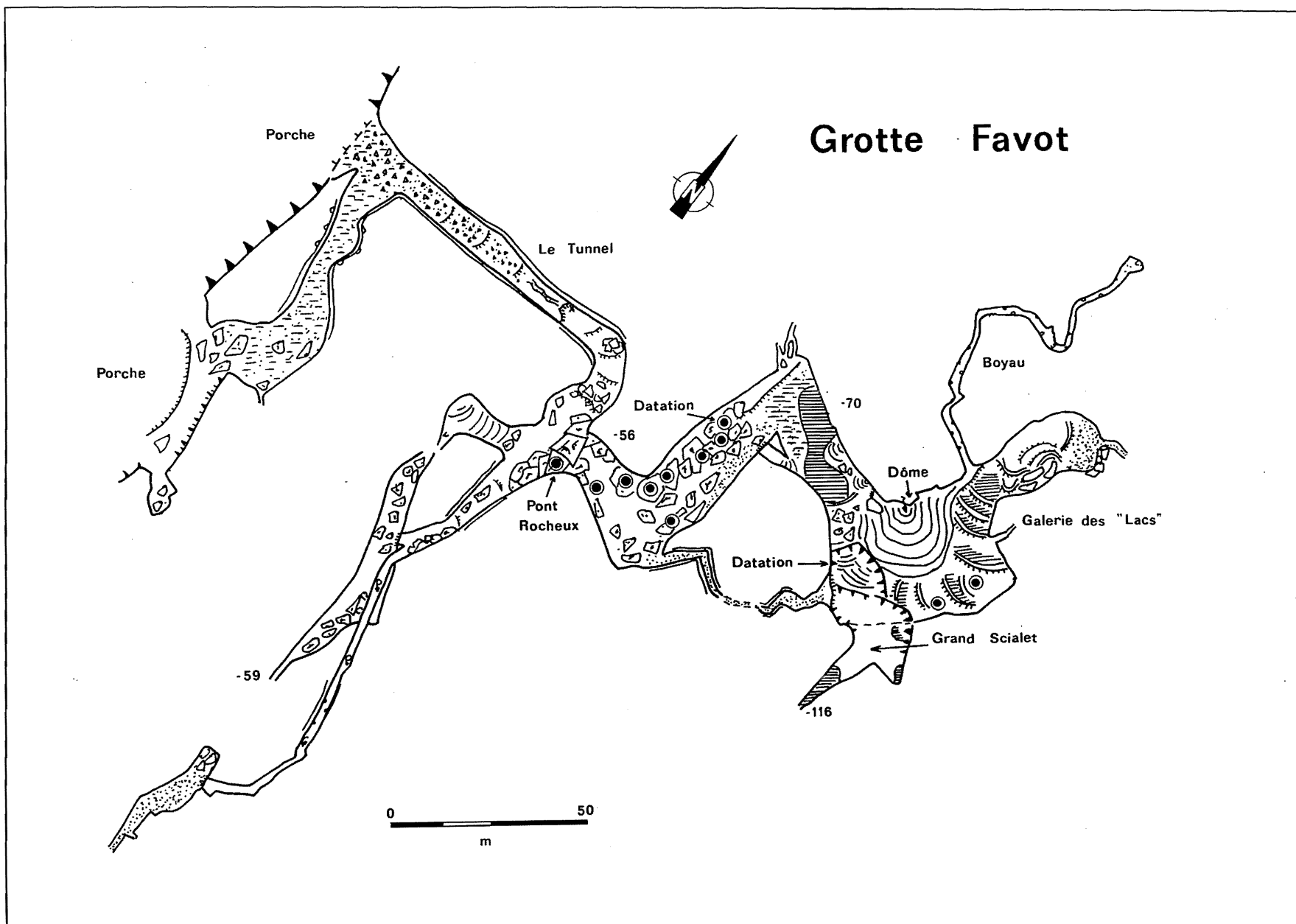
L'encaissement basal de la Bourne (d'au moins 200 m) a été le moteur de la migration du drainage karstique *s.s.* de la grotte Favot vers l'émergence de Goule Noire. Cette migration, d'au moins 200 m des exutoires, s'est accompagnée d'un creusement d'une soixantaine de mètres (jusqu'au substratum hauterivien) et d'un glissement latéral (d'environ 150 m) lié au pendage d'une vingtaine de degré vers l'est (vers l'axe de la gouttière synclinale) (Figure II.81)

L'absence de paléo-exutoires intermédiaires peut être due, soit à un basculement "rapide" du drainage de Favot vers Goule Noire, soit à l'occultation de ces niveaux intermédiaires par les dépôts de pente de facture périglaciaire⁽¹⁾. Dans l'état actuel des connaissances, la première hypothèse apparaît d'autant plus plausible que Goule Noire se caractérise par un réseau remontant jusqu'à + 67 m ; réseau qui se développe à moins d'une quinzaine de mètres sous le point-bas de la grotte Favot (Figure II.58).

En conclusion, le principal enseignement de la grotte Favot est de mettre en évidence l'existence d'un paléo-drain perché 200 m en contre-haut de l'actuel talweg de la Bourne. La taille des galeries, notamment du tunnel d'entrée, atteste d'une durée conséquente du fonctionnement en drain de cette cavité. La relation

(1) Nous avons retenu cette seconde hypothèse dans notre travail de thèse de 3^e cycle ; nous avons également associé à un stade intermédiaire l'agencement de la galerie des Ours. Nous sommes aujourd'hui beaucoup plus réservé sur cette interprétation.

Figure II.80 - Cartographie morphologique de la grotte Favot



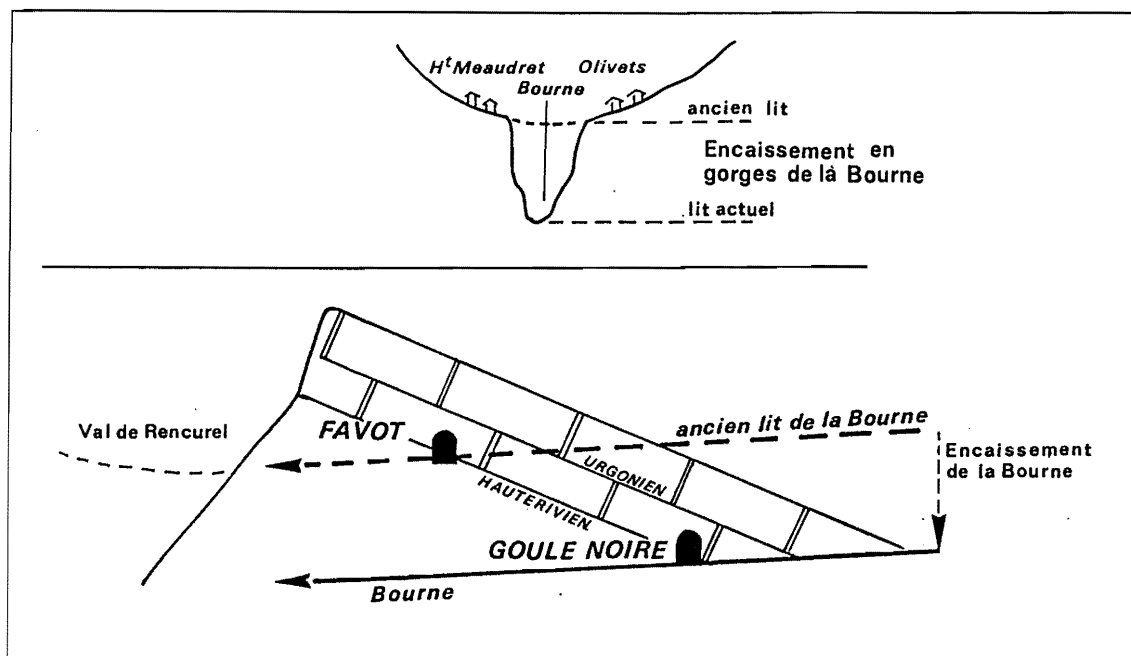


Figure II.81 - Étagement de la grotte Favot et de l'émergence de Goule Noire lié à l'encaissement des gorges de la Bourne

Favot-Goule Noire met, également, en valeur un étagement des structures de drainage karstique directement commandé par l'incision basale de la Bourne dont il reste à définir la cause. Les "calages" endokarstiques permettent de souligner que Favot est une **paléo-structure** de drainage depuis, au moins, la première moitié du Pléistocène moyen, ce qui est cohérent avec les observations réalisées au niveau du val de Lans-en-Vercors. En effet, l'étude des terrasses lacustres avait permis de fixer aux environs de 1050 m le paléo-talweg fini-mindélien de la Bourne au droit du goulet de Prénatier ; ce qui signifie qu'au niveau de Goule Noire, la Bourne se situait déjà en contrebas de la grotte Favot. En dehors du seuil de Prénatier-Tancanière, les témoins morphologiques de stades d'encaissement de la Bourne sont rares et peu probants. Au niveau de la confluence Bourne-Méaudret, le replat du Haut Méaudret, perché 200 m au dessus de l'actuel talweg et agencé dans l'ensemble barrémo-bédoulien, suggère un ancien niveau de la Bourne. Par ailleurs, au niveau du synclinal médian, le profil longitudinal de la Doulouche présente une nette rupture de pente au droit de Rencurel ; le profil pentu de ce cours d'eau en aval de Rencurel suggère un profil de raccordement au talweg de la Bourne situé 200 m en contrebas. Ces indices, certes ténus, semblent répondre à la même logique que celle mise en évidence au niveau de l'étagement de Favot-Goule Noire : l'existence, durant un laps de temps relativement long, d'un paléo-talweg situé quelques 200 m en contre-haut de l'actuel.

3.1.3. Un étagement de drainage mis en évidence au cœur du système karstique : exemple du Trou Qui Souffle

Le Trou Qui Souffle qui s'ouvre sur le flanc occidental du val d'Autrans-Méaudre, vers 1070 m d'altitude, constitue le "système" spéléologique le plus important du bassin d'alimentation karstique de Goule Noire. Il totalise plus de 43 km de réseaux et possède un dénivelé maximum de 676 m (+369 m : Toboggan des Naïades ; - 307 m : Siphon sud). Les explorations menées par le S.G.C.A.F. sous l'impulsion de B. Lismonde nous ont amené à reprendre les hypothèses formulées dans notre thèse de 3^e cycle⁽¹⁾. L'étude proposée repose en grande partie sur les observations et reconstitutions de B. Lismonde (1991).

3.1.3.1. Les réseaux spéléologiques dans leur contexte géologique

Ce "système" souterrain se caractérise par plusieurs entrées (Figures II.82 et II.83) :

- l'entrée supérieure, le Toboggan des Naïades, s'ouvre à 1395 m ; ce réseau qui se développe au niveau de la couche à orbitolines et conformément à son pendage vers l'est, se raccorde vers -450 m (par rapport à cette entrée) à un des paléodraines du Trou Qui Souffle : la Galerie de Pâques ;

- l'entrée historique du Trou Qui Souffle (1070 m) et celle du réseau des Saints de Glace (1064 m) s'ouvrent, quant à elles, au niveau du Sénonien (calcaires à lauzaes). Ces deux réseaux recoupent les différents faciès du

(1) Le développement du Trou Qui Souffle était alors de 15 km pour un dénivelé de 284 m.

Sénonien (à lauzes, à silex et à entroques) avant de se raccorder aux "réseaux urgoniens".

Le passage spéléologique entre le Sénonien et l'ensemble urgonien est en principe contrarié par le niveau de base albo-aptien (sables et grès). Le caractère discontinu de ce niveau et son amincissement progressif vers le nord constituent des points faibles qu'ont utilisés les écoulements endokarstiques ; c'est notamment le cas

au niveau de la salle Hydrokarst (en aval du siphon de la Verna). Ce passage peut être de plus localement facilité par des failles comme celle de la salle de la cascade Tonton. En dehors de ces "points faibles", le niveau albo-aptien collecte les écoulements karstiques sénoniens (galeries du Gault-Cigale, réseau Vivam, siphon de la Verna...)

Dans l'état actuel des connaissances spéléologiques,

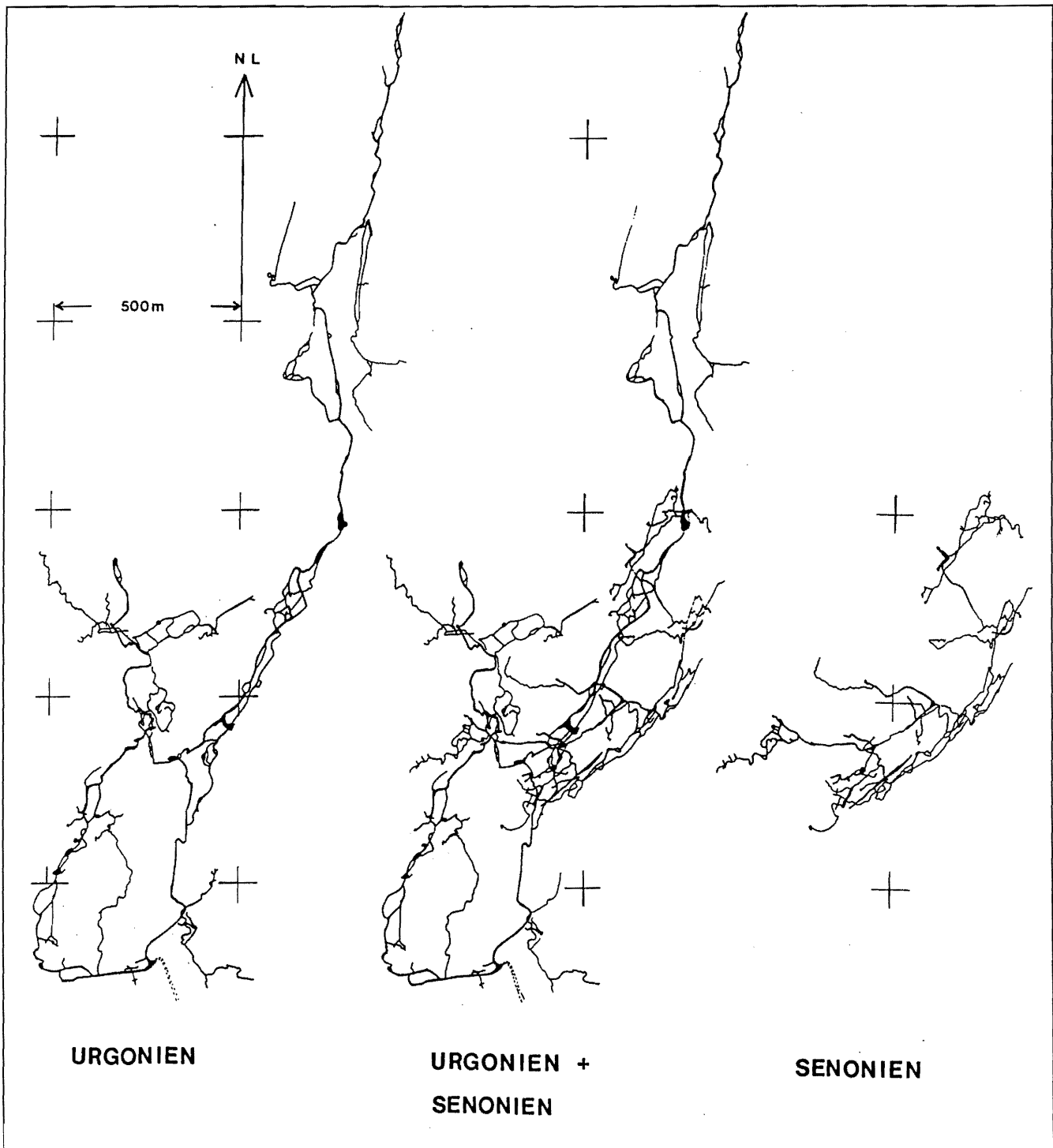


Figure II.82 - Le Trou Qui Souffle dans ses contextes lithologiques
D'après B. Lismonde, 1990.

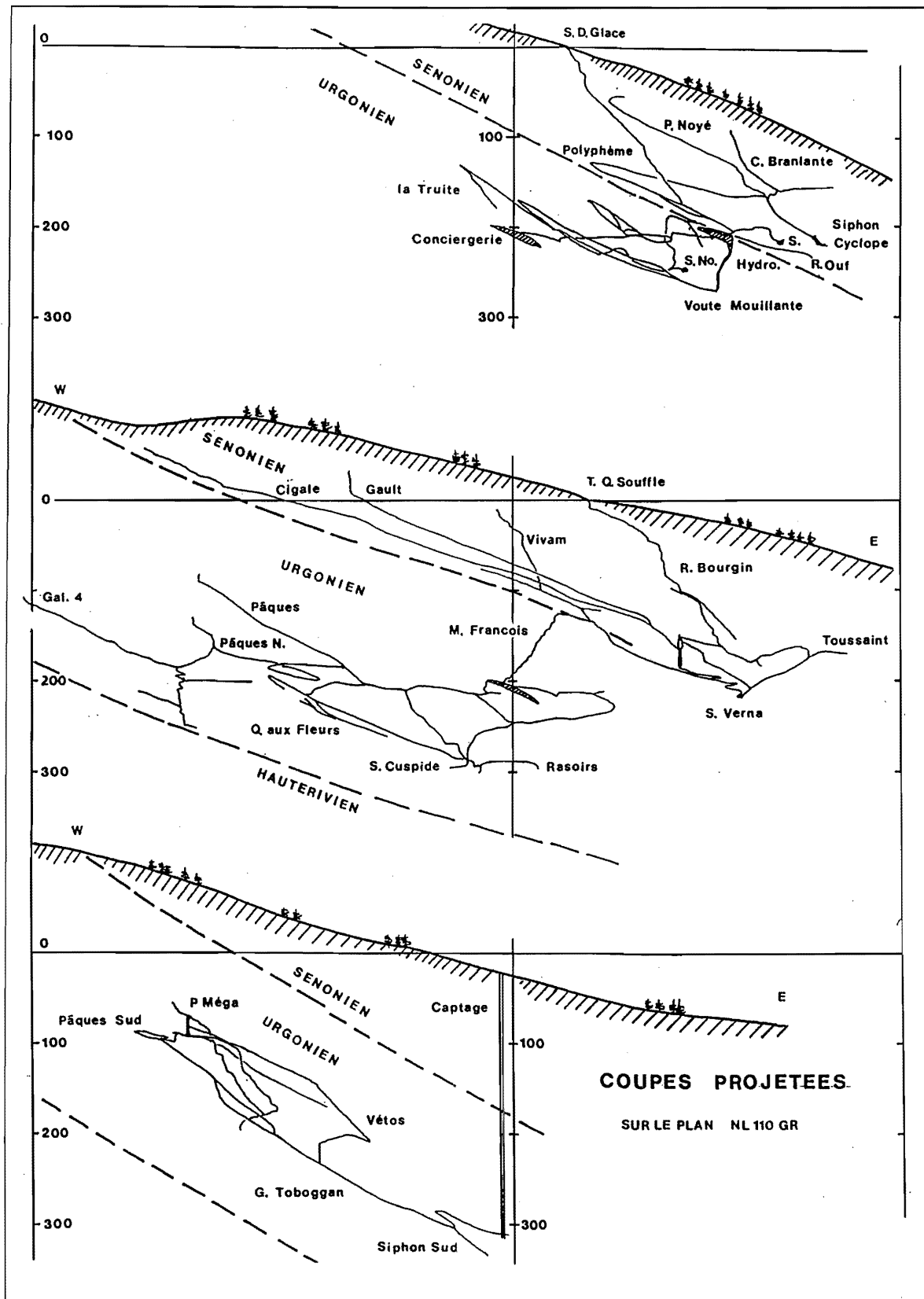


Figure II.83 - Les réseaux du Trou Qui Souffle dans leur contexte litho-structural

D'après B. Lismonde, 1990.

l'essentiel des réseaux du Trou Qui Souffle *s.l.* se développe dans l'ensemble urgonien, notamment les paléodraines : les galeries de Pâques et François (Figure II.84).

Si on se réfère à l'agencement des réseaux spéléologiques, on relève deux logiques :

- un développement conforme au pendage en direction de la gouttière synclinale (vers l'est) qui est de l'ordre d'une trentaine de degré ($\pm 10^\circ$) : Toboggan des Naiades, réseaux Cigale et du Gault jusqu'à leur confluence, réseau Bourgin, réseau Cyclopes-amont, et grand Toboggan. Ces réseaux (en dehors du grand Toboggan) ainsi que ceux dépendant de la faille oblique de la Vachet (ou des Feuilles) doivent l'essentiel de leur creusement à des écoulements à surface libre ; les réseaux de type méandriforme-puits y sont prédominants ainsi que localement les conduits d'inter-strates (les Naiades au niveau de la couche à Orbitolines et les réseaux du Gault-Cigale médian au niveau des sables de l'Albien) ;
- un développement général parallèle à l'axe synclinal ; dans les assises sénoniennes, il correspond aux secteurs siphonnant des Cyclopes-Verna, aux réseaux du Pont d'Arc et de la Toussaint ; dans les assises urgoniennes, il correspond aux galeries de Pâques et François. Ces galeries se caractérisent, quant à elles, par la prédominance d'un agencement initial en zone noyée (conduites forcées ayant été ou non surcreusées).

Nous nous intéresserons dans cette étude essentiellement aux réseaux s'étant initialement agencés dans la zone noyée car ils nous permettent de saisir plusieurs stades d'évolution commandés par un

abaissement de la surface piézométrique.

3.1.3.2. Un agencement spéléogénique soumis aux variations de la surface piézométrique.

Le Trou Qui Souffle est un des rares exemples où on peut nettement individualiser différentes étapes de drainage *s.s.* Cette individualisation est pour notre étude un formidable marqueur permettant de saisir l'abaissement du niveau de base régional qu'est la Bourne (Figure II.8).

Nous présentons ici directement les différentes étapes d'agencement du Trou Qui Souffle, étant donné qu'elles ont été, pour certaines, déjà abordées dans notre Thèse de 3^{ème} cycle (1981) et largement complétées par les observations postérieures de B. Lismonde (1991). Pour plus de détails, nous invitons le lecteur à se reporter à ces ouvrages et plus spécialement à celui de B. Lismonde.

3.1.3.3. Le premier stade visible de drainage *s.s.* : la galerie de Pâques

Le paléodrain le plus ancien du Trou Qui Souffle correspond à la galerie de Pâques. Cette galerie, bien qu'ayant été postérieurement affectée par de nombreux phénomènes de détente mécanique, présente notamment au niveau du grand Toboggan et du passage entre Pâques-nord et Pâques-sud une morphologie en conduite forcée. Cet ancien drain qui oscille entre 980 et 880 m, s'est agencé dans la masse urgonienne aux dépens de la stratification et parallèlement à l'axe synclinal. Le grand Toboggan se caractérise par une brusque descente en direction de l'axe synclinal (W-E) ; ce changement de direction comme d'agencement est vraisemblablement dû à une contrainte géologique liée à la faille de Vachet-les

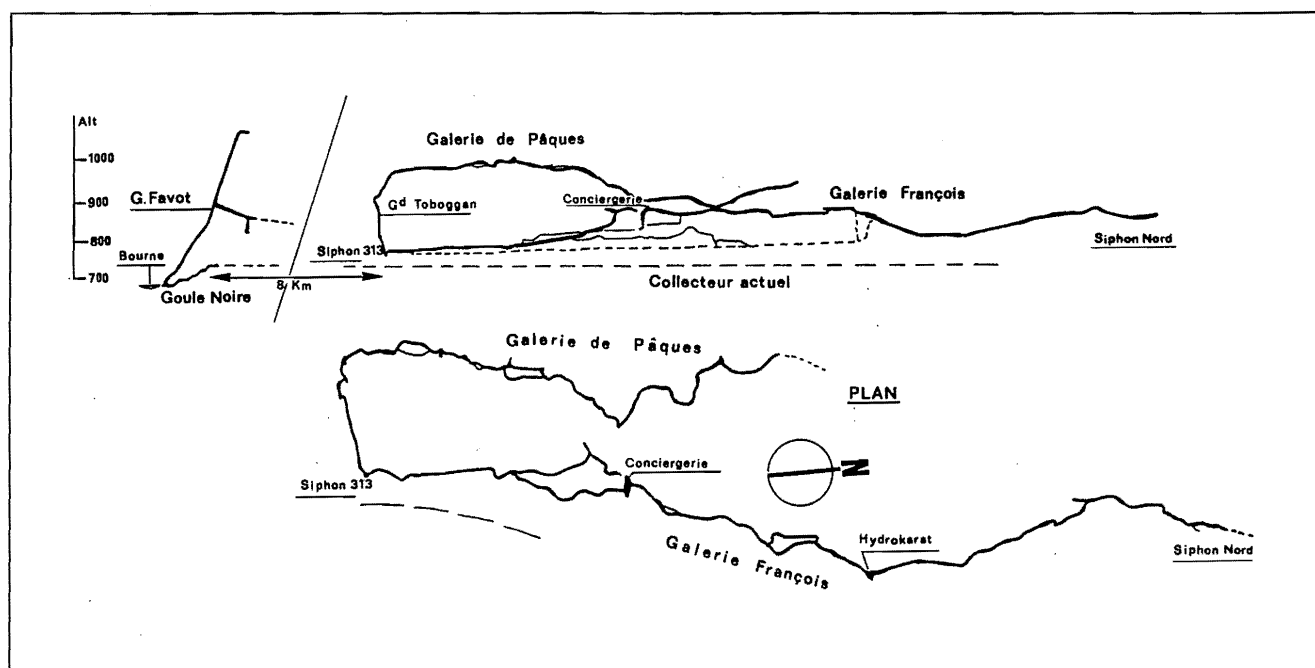


Figure II.84 - Les deux paléo-drains du Trou Qui Souffle dans le contexte hydrogéologique actuel
D'après B. Lismonde, 1990.

Feuilles. L'existence de cette contrainte qui joue pour l'ensemble des stades de drainage *s.s.*, rend relativement délicats les essais de corrélation entre ces stades et l'étagement des exutoires à l'aval du système : Favot-Goule Noire. Néanmoins, l'agencement du "paléodrain de Pâques" signifie que la surface piézométrique se situait au plus bas vers 1000 m d'altitude, soit 250 m en contre-haut de l'actuelle zone noyée (Figure II.85, 2) ; la position altitudinale de ce paléodrain n'est pas sans rappeler celle de Favot vis-à-vis de Goule Noire (*supra*).

Les formations endokarstiques sont peu nombreuses dans la galerie de Pâques, en dehors des clastes. Seules les extrémités de cet ancien drain possèdent quelques spéléothèmes (en amont du grand Toboggan et dans Pâques-nord) ; les spéléothèmes séniles présentent un âge supérieur à 350 000 B.P. ou contemporain des optima pléistocènes (210 000 B.P. ; 98 000 B.P.) (Tableau II.5). Les sédiments détritiques sont tout aussi indigents : au niveau du passage entre Pâques-nord et Pâques-sud, on relève des formations sablo-argileuses en place, dont le spectre minéralogique rappelle ceux du Miocène (Figure II.69).

3.1.3.4. La mise en place de "shunts" : les galeries François et Cuspide

La galerie de Pâques présente, comme la plupart des drains de la zone noyée, des oscillations longitudinales qui ont entraîné des pertes de charge (B. Lismonde, 1991). Dans ce contexte, l'eau a tendance à recouper les points-hauts du drain. C'est à cette dynamique qu'on rapporte l'agencement initial de la galerie de François shuntant la galerie de Pâques-amont (non connue sur le plan spéléologique) pour "jonctionner" au niveau du "premier" point bas visible dans cette cavité : le passage entre Pâques-nord et Pâques-sud. Cette même dynamique est vraisemblablement à l'origine de l'agencement de la galerie Cuspide qui shunte la galerie Pâques-sud pour rejoindre son point-bas aval : la base du Grand Toboggan (Figure II.85,3).

3.1.3.5. Une "première" phase de migration du drainage *s.s.*

Si le creusement des galeries François et Cuspide répond dans un premier temps à une logique hydraulique ("shunt" transmissif), il est ensuite l'expression d'une migration du drainage *s.s.* lié à un abaissement de la surface piézométrique. Cet abaissement s'est réalisé progressivement si on se réfère à l'abandon successif du paléodrain (Pâques-nord, puis Pâques-sud) et aux réseaux se développant entre ce paléodrain et le nouvel axe de drainage (galerie des 4), mais efficacement si on se réfère à l'absence visible d'écoulement à surface libre dans la galerie de Pâques *s.l.* Comme le souligne B. Lismonde (1991), cette absence confirme bien que la galerie François a commencé à se creuser alors que la galerie de

Pâques fonctionnait encore en drain *s.s.*

L'abandon définitif de la galerie de Pâques et le fonctionnement en drain de la galerie François suppose un abaissement de la surface piézométrique d'au moins une centaine de mètres ; celle-ci devait se situer, au droit du Trou Qui Souffle, vers 890-880 m (Figure II.85,4). Cette migration du drainage s'est accompagnée d'un glissement des drains vers l'est, conformément au pendage vers l'axe de la gouttière⁽¹⁾ (Figure II.85, 1)

3.1.3.6. Une "seconde" phase de migration du drainage *s.s.*

L'analyse morphospéléologique de la galerie François et des réseaux sous-jacents (galeries des Lacs, des Marmites, des Rasoirs, Quai aux Fleurs...) permet de suivre la migration du drainage jusqu'à son niveau actuel.

On retrouve un scénario similaire à celui du passage de la galerie de Pâques à la galerie François. Tout en restant fonctionnels, les points hauts de la galerie François ont, d'abord, été "shuntés" par des conduits transmissifs, puis ont été abandonnés par le drainage suite à un nouvel abaissement de la surface piézométrique. On rapporte à cette dynamique, l'agencement des galeries "sous-François" et des Lacs (Figure II.85,5) ainsi que le passage, au niveau de la galerie François, d'un régime noyé à un écoulement à surface libre. Ce passage est particulièrement net au niveau des tronçons "shuntés" de la galerie François qui sont émaillés de profondes marmites. Cette dynamique est également l'expression d'un abaissement de la surface piézométrique qui, à ce stade d'évolution, passe progressivement de 880 à 840 m, soit en dessous de l'actuelle entrée de la grotte Favot. Il est, de ce fait, tentant de rapporter cet abaissement piézométrique et l'assèchement de Favot à une même cause : l'enfoncement de la Bourne.

La Figure II.85 (5,6) permet de visualiser la migration progressive du drainage ainsi que le caractère régressif (érosion régressive) des différents shunts transmissifs ; se sont agencés, dans un ordre chronologique, les galeries "sous-François" et des Lacs ; puis le réseau du Quai aux Fleurs, et, enfin celui des Rasoirs. Au niveau de ces shunts, B. Lismonde (1991) a pu estimer le débit à partir des vagues d'érosion ; celui-ci était de l'ordre de 2 m³/s, soit un débit comparable à celui de l'actuelle Goule Noire.

"L'assèchement" de la galerie François et de ses successifs "shunts" transmissifs peut être rapporté à un nouvel abaissement de la surface piézométrique jusqu'à son niveau actuel (766 m au niveau du Trou Qui Souffle) ; en dehors des regards que constituent le siphon de la Cuspide et le siphon Sud, on ne connaît pas la localisation et l'agencement exact du drain *s.s.* actuel (Figure II.85, 6).

(1) On retrouve là une évolution similaire à celle observée au niveau de l'étagement Favot-Goule Noire.

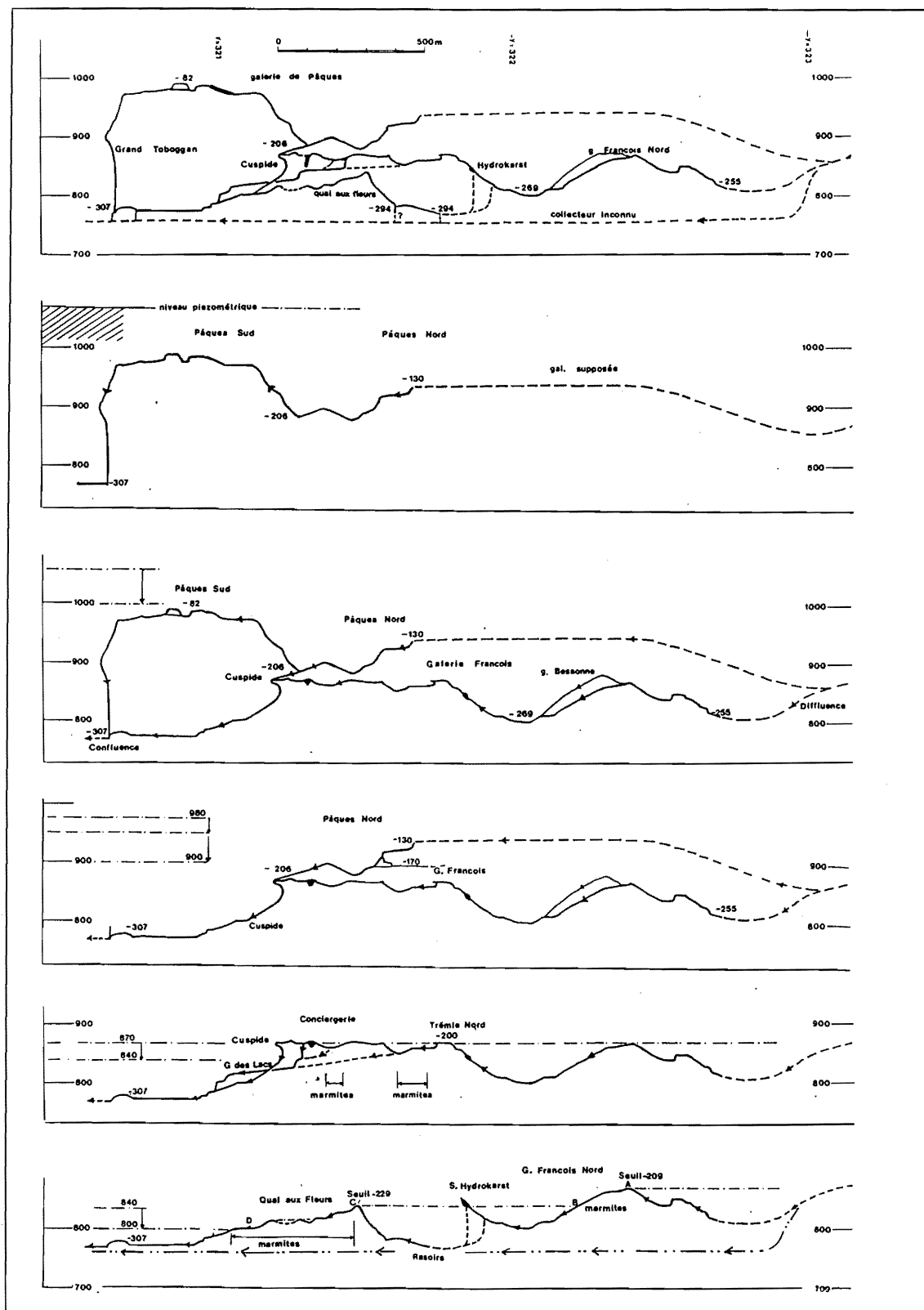


Figure II.85 - Évolution du drainage karstique au niveau du Trou Qui Souffle et en fonction de l'abaissement de la surface piézométrique commandé par l'encaissement de la Bourne
D'après B. Lismonde, 1990.

3.1.3.7. De l'actuel fonctionnement hydrologique aux formations varvées du Trou Qui Souffle

Les observations de B. Lismonde consécutives aux crues de mai 1994 et de juillet 1996 (*supra* : 1.2.1.) mettent en évidence l'existence d'un rétrécissement au niveau de la structure de drainage actuelle, situé entre le terme-aval du Trou Qui Souffle (siphon Sud) et le terme-amont de Goule Noire (+ 67 m : siphon 5). Ce rétrécissement du drain dont le diamètre serait de l'ordre du mètre (B. Lismonde, 1995), entraîne lors de précipitations exceptionnelles⁽¹⁾ une mise en charge du Trou Qui Souffle sur 100 mètres (jusqu'à la cote -200 m), ce qui signifie que la galerie François est ennoyée, au moins au niveau des points bas. Comme le souligne B. Lismonde, le fait que la galerie de Pâques ne présente pas de traces d'ennoyement, indiquerait l'existence, en aval du Trou Qui Souffle, de conduits se situant vers la cote 870 m et par lesquels s'évacueraient les écoulements. Ces conduits pourraient correspondre aux paléodraines aval contemporains de la restructuration Pâques-François (Figure II.85, 3 et 4).

Ces observations récentes sont d'autant plus intéressantes qu'elles permettent de mieux appréhender la présence des varves carbonatées pléistocènes dans le Trou Qui Souffle. Cette formation argilo-limoneuse qu'on rencontre en plusieurs points de la galerie François et à la base des réseaux sénoniens, témoigne d'une mise en charge sinon prolongée au moins répétitive du Trou Qui Souffle. L'observation de nombreuses discontinuités dans "cette" formation détritique mettent en évidence "l'alternance" de phases de dépôts et de recreusements (Figure II.86). D'ailleurs, le fait que ces varves soient

aujourd'hui limitées à certains secteurs de la cavité, indique une activité hydrologique postérieure à la dernière phase de sédimentation varvée. Si on se réfère aux témoins varvés en place, cette cavité s'est ennoyée régulièrement jusqu'à la cote -160 m (920 m d'altitude).

Les caractères granulométriques de ces varves permettent de définir un milieu de sédimentation calme où prédominaient les processus de décantation (Figure II.87). La forte teneur en carbonates (40 à 65 % de carbonates) et la nature des minéraux argileux (illites et chlorites) témoignent, à la fois, d'une faible altération du substrat, d'un contexte climatique froid et humide, et d'un processus capable de fournir des éléments fins. Les travaux portant sur ce type de sédiments, notamment ceux de R. Maire (1990, et *al.*, 1991), de Ph. Audra (1994) et de Y. Shopov (1991), permettent de rapporter ces dépôts rythmés à un contexte glacio-nival. Le matériel acheminé par les eaux de fusion glaciaire ou nivale s'apparente à des "farines glaciaires" ; eaux de fusion qui, du fait de leur concentration sur quelques mois, entraînent des mises en charge des réseaux souterrains qui ne sont pas (n'ont pas été ou n'étaient pas) "calibrés" pour évacuer de tels volumes d'eau. Dans ce contexte, les varves carbonatées peuvent être associées aux péjorations pléistocènes.

Le fait que la galerie François et les réseaux sénoniens s'y raccordant (le Toboggan des Saints de Glace, la galerie des Condensations, les réseaux de la Toussaint et de Bourgin-aval...) ainsi que leur surcreusement méandrique aient leur plancher, voire leurs parois, enduit de varves carbonatées, soulignent la relative ancienneté de ces réseaux souterrains, au moins vis-à-vis des péjorations du Pléistocène récent.

Enfin, l'érosion post-pléistocène de "ce" remplissage

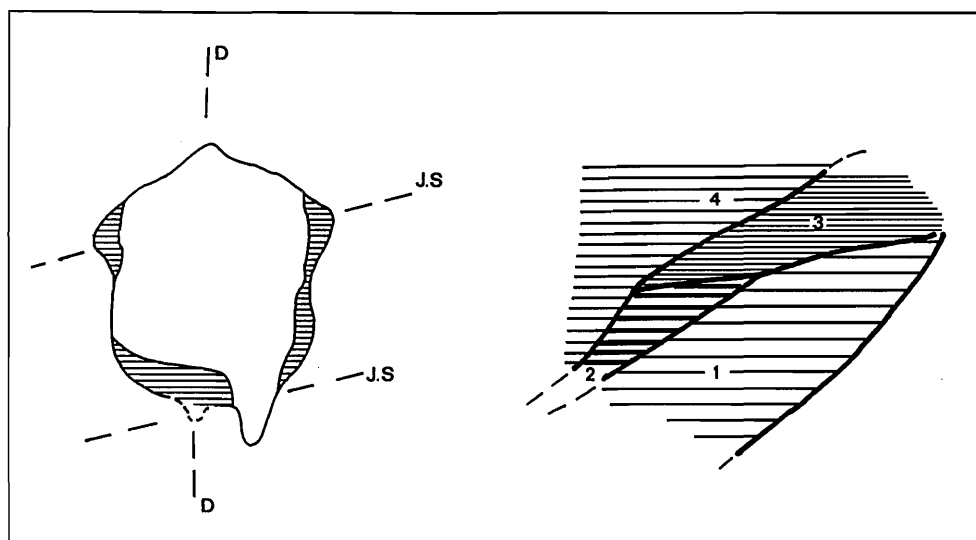


Figure II.86 - Les dépôts varvés dans le Trou Qui Souffle : exemple de la galerie des Condensations

D : Diacalse ; JS : Joint de strate ; 1-2-3-4 correspondent aux différentes générations de dépôts varvés séparées par des plans d'érosion. On remarquera que le creusement basal ne s'est pas effectué au niveau du point faible qu'est la diacalse ; cela est dû à un creusement ayant recoupé les dépôts varvés puis le bed-rock sous-jacent.

(1) Ou lors de fortes pluies consécutives à une période de précipitations ayant entraîné une relative saturation du milieu.

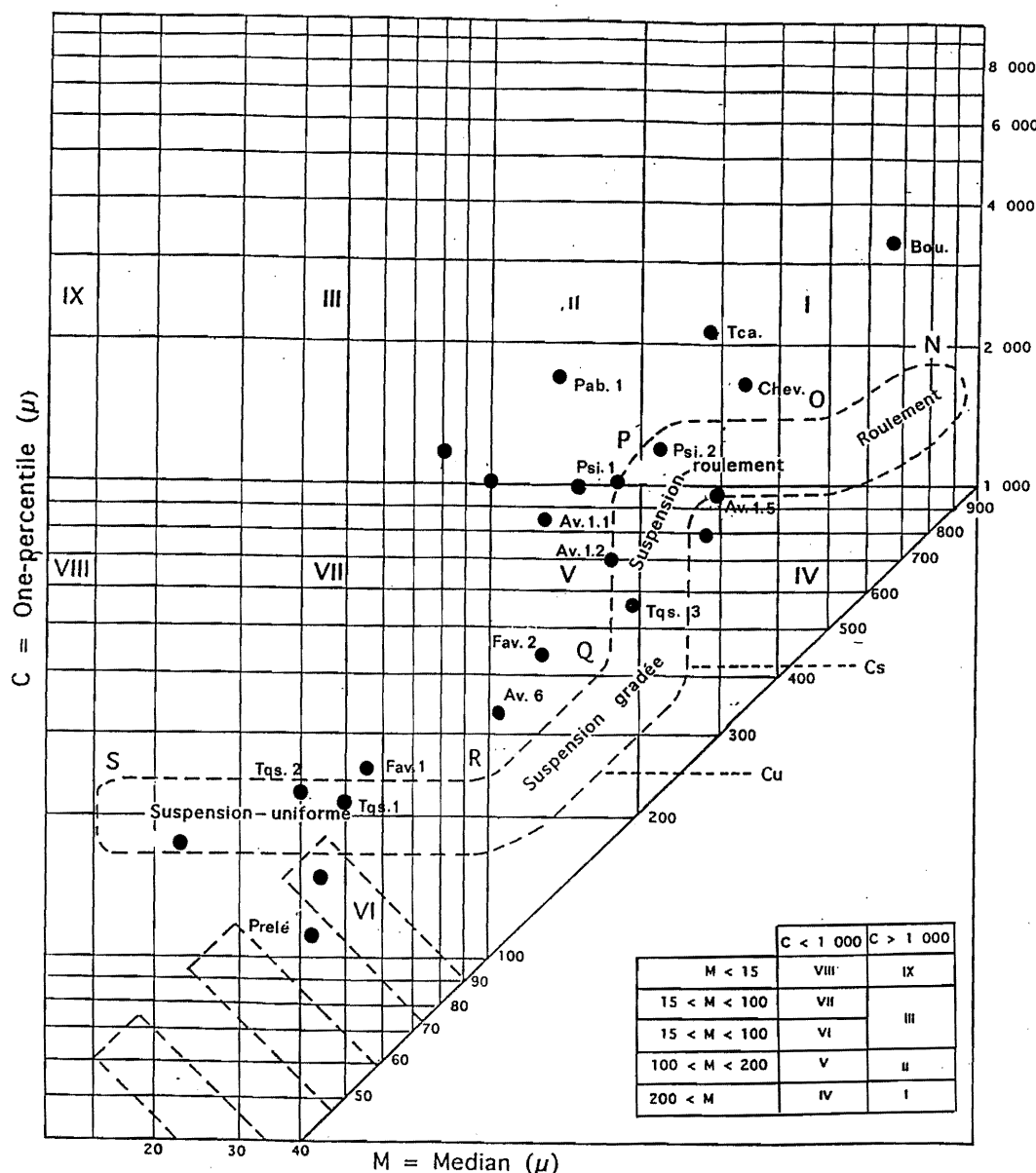


Figure II.87 - Situation des formations détritiques endokarstiques sur le diagramme de Passega

P.Si 1 et PSI 2 : Sables du Pot Siva (Coulmes) ; Pré. Le : Colmatage terminal de Pré Létiang ; colmatage ; Chev. 1 : Grosse Galerie de Chevaline ; Ga.Jo. : Sables de la Galerie de Jonction Coufin-Chevaline ; Gou : Sables grossiers piégés dans marmites de la galerie "fossiles" ; T.Ca : Sables du Trou Cambuse ; Pab.1 : Colmatage de la grotte Pabro ; Fa.1 : Colmatage de la grotte Favot ; Fa.2 : Sables du boyau bouché de la grotte Favot ; A.V.1.1 : Sables de la série 1 de la coupe A.VI de l'Antre de Vénus ; A.V.1.2 : A.V.1.1 : Sables de la série 2 de la coupe A.VI de l'Antre de Vénus ; A.V.1.5 : A.V.1.1 : Sables de la série 5 de la coupe A.VI de l'Antre de Vénus ; A.V.6.sup : A.V.1.1 : Argiles du sommet de la série 6 de la coupe A.VI de l'Antre de Vénus ; TQS 1 : Dépôts varvés galerie des Condensations du Trou Qui Souffle ; TQS2 : Dépôts varvés Galerie François du Trou Qui Souffle ; TQS 3 : Dépôts sableux de la Galerie Hydrokarst du Trou Qui Souffle.

démontre une relative activité hydrologique de ces réseaux réputés "fossiles".

3.1.4. Les apports karstogéniques et morphogéniques de l'endokarst

L'étude de l'Antre de Vénus, de la grotte Favot et du Trou Qui Souffle a permis de mettre en évidence deux logiques de structuration endokarstique :

- une première logique de structuration antérieure sinon à la mise en place de la Bourne, au moins à son incision (cf. Antre de Vénus) ;

- une seconde logique clairement dépendante des gorges de la Bourne et de son encaissement (étalement Favot-Goule Noire et des paléodrain du Trou Qui Souffle).

A partir de ces deux logiques, il est possible de bâtir un canevas karstogénique cohérent avec les informations morphogéniques issues de l'étude du modelé superficiel.

La reconnaissance, au niveau de l'Antre de Vénus, d'une ancienne zone noyée dont la surface piézométrique se situait au plus bas vers 1200 m d'altitude actuelle, suppose un contexte paléogéographique totalement différent de l'Actuel. Ce paléodrain est assurément antérieur à l'incision des molasses miocènes tant dans le val d'Autrans-Méaudre que de Lans-en-Vercors. Il est, de ce fait, tentant de rapporter ce paléo-drain au fonctionnement en poljé du val d'Autrans-Méaudre ; fonctionnement qui est, rappelons-le, antérieur à l'incision des molasses miocènes et responsable de l'agencement d'un trottoir de corrosion latérale se situant vers 1200 m d'altitude (replat des Feuilles). Dans cette hypothèse et compte tenu du dispositif litho-structural, les pertes du val ont dû préférentiellement se fixer sur le flanc oriental et la terminaison méridionale du val (le flanc occidental étant barré par le chevauchement de Rencurel) ; l'Antre de Vénus pourrait être un des témoins de ce paléo-fonctionnement hydrogéologique (Figures II.72 et II.79).

Dans le cadre de cette hypothèse, on retrouve le paradoxe énoncé dans le Livre I sur le fonctionnement des dépressions structurales en poljé. L'inondation du fond du poljé met en évidence les difficultés de l'endokarst à évacuer la totalité des eaux s'étant concentrées sur l'impluvium molassique ; et, l'existence-même des pertes (ponors ?) suppose la pré-existence d'une structure de drainage endokarstique susceptible de capter les eaux superficielles. Si on se réfère à la puissante altération des molasses présentes sur le replat de corrosion des Feuilles, on peut imaginer que l'inondation des poljés fût provoquée par une saison humide marquée.

Cette première phase karstogénique qui reste du domaine de l'hypothèse, présente une relative cohérence tant vis-à-vis du fonctionnement exo- et endokarstique que de la distribution altitudinale des paléo-témoins (replat des Feuilles, paléodrain de l'Antre de Vénus). Reste, néanmoins, posé le problème de l'organisation d'ensemble du drainage endokarstique. Celui-ci se dirigeait-il déjà vers la gouttière transverse de la Bourne (avant l'encaissement de ce cours d'eau) comme tend à le suggérer le sens des écoulements dans l'Antre de Vénus ? Dans ce cas, on peut également envisager l'existence de paléodrain sur le flanc occidental dont le développement serait parallèle à l'axe synclinal et à l'accident de Rencurel ; on ne connaît pas actuellement de cavités répondant à cette logique.

L'étude de la grotte Favot-Goule Noire et des paléodrain du Trou Qui Souffle a mis en évidence une "autre" logique endokarstique clairement dépendante d'une Bourne s'étant encaissée.

Les drains les plus anciens connus répondant à cette logique sont la galerie de Pâques du Trou Qui Souffle et la grotte Favot. Si on considère que la surface piézométrique se situait au plus bas vers 1000 m (au droit du Trou qui Souffle) et l'agencement hydrogéologique actuel, le paléo-talweg de la Bourne devait se développer légèrement en contrebas. Compte-tenu des quelques indices morphologiques, certes ténus, (replat du Haut Méaudret, ancien niveau de raccordement de la Doulouche...), on peut estimer que la Bourne devait se situer, au droit de l'exutoire, vers 1000 m.

La présence d'éléments provenant de la molasse miocène dans la galerie de Pâques atteste de l'ancienneté de cet agencement endokarstique vers la Bourne ; éléments dont on ne retrouve pas de traces dans la galerie François.

L'étalement des paléodrain du Trou Qui Souffle met en évidence un abaissement de la surface piézométrique qu'on peut corrélérer à un enfouissement progressif et efficace de la Bourne. Compte-tenu du caractère ascendant du drain au niveau de la grotte Favot, l'incision de la Bourne n'a pas entraîné de restructuration majeure du drainage à l'aval du système karstique. C'est pourquoi, dans l'état actuel des connaissances, nous rapportons à une même structure de drainage endokarstique les galeries de Pâques, François et la grotte Favot. Rappelons que la galerie François s'est agencée alors que la galerie de Pâques fonctionnait encore en drain, et a joué, ensuite seule, la fonction de drain.

La morphologie en gorges de la vallée de la Bourne, l'étalement du drainage à l'aval du système (Favot/Goule Noire) et l'abandon de la galerie François en tant que drain, sont l'expression d'une même dynamique : une phase d'incision majeure de la Bourne.

Les quelques calages chronologiques présents aux deux extrémités de la vallée de la Bourne (seuil de Prénatier-Tancanière et terrasses du Royans) permettent de rapporter, **au minimum**, au "Mindel" récent le début de l'incision en gorges (les 200 derniers mètres d'encaissement), ce qui est cohérent avec les "calages" réalisés à partir des spéléothèmes. La grotte Favot possède des édifices stalagmitiques plus vieux que 350 000 B.P. (ce qui signifie qu'ils sont, **au plus jeune**, attribuables au complexe interglaciaire "Mindel-Riss") ; ces vieux édifices étant postérieurs aux écroulements, eux-mêmes postérieurs à l'abandon de cette cavité en tant que drain. Ces "calages" nous autorisent à reporter, **au moins**, à un Pléistocène moyen le fonctionnement en drain des galeries de Pâques, François et de Favot.

L'abaissement successif du niveau piézométrique a entraîné dans la zone vadose une verticalisation endokarstique ; les gouffres du Trou du Mortier, de la

glacière d'Autrans, du Gay Bunny sont l'expression de cette verticalisation qu'on peut, ici, attribuer, au moins, au Pléistocène moyen et récent. C'est également durant cette restructuration (postérieure à l'abandon de la galerie François en tant que drain) que les conduits se raccordant initialement aux paléo-drains ont été surcreusés par des écoulements à surface libre (méandre François, réseaux de la Toussaint, Bourgin-aval...).

Si les cavités du système de Goule Noire ont permis de déterminer différents épisodes et logiques de drainage karstique et de révéler au moins deux étapes majeures d'enfoncement de la Bourne, elles ne permettent pas de définir précisément l'impact des variations climatiques pléistocènes.

Les gélifractions présents dans l'Antre de Vénus et leur disposition en cône de déjection mettent en évidence de puissants ruissellements capables de transporter du matériel grossier dans la zone vadose ; ruissellements qu'on peut, à partir des spéléothèmes scellant les cônes de gélifractions, rapporter aux péjorations pléistocènes. Les sédiments varvés du Trou Qui Souffle indiquent, quant à eux, l'ennoyement répété du Trou Qui Souffle qu'on peut rapporter à une double cause : l'apport périodique de fortes masses d'eau de fusion glacio-nivale et la présence d'un rétrécissement du drain vers l'aval dont il reste à définir les causes. D'autres points restent en suspens : le surcreusement méandrique est-il réellement antérieur aux argiles varvées ou est-il contemporain des optima pléistocènes ? Y-a-t-il adéquation entre le creusement des réseaux dans la zone vadose par les eaux de fusion et la mise en charge de la base de cette même zone vadose ?

L'étude des "systèmes" souterrains du Clôt d'Aspres et du Sornin qui ont évolué sous des édifices glaciaires, permet de mieux appréhender l'impact des péjorations pléistocènes sur l'endokarst.

3.2. Les apports endokarstiques du système de Goule Blanche

L'émergence de Goule Blanche (832 m) s'ouvre en rive gauche des gorges de la Bourne, à environ 2,5 km en amont de Goule Noire. Deux entités urgoniennes composent le bassin d'alimentation karstique de cette émergence : les hauts reliefs orientaux (Arêtes du Gerbier, Moucherolle, Rochers de la Balme) et le plateau de la Loubière. Notre étude va se concentrer exclusivement sur l'entité orientale et autour de la question suivante : quelle est la part des glaciers locaux dans la mise en place et l'évolution endokarstique. Cette entité comporte, en effet, un modelé glacio-karstique particulièrement marqué et des réseaux souterrains parmi les plus profonds et les plus prometteurs du Vercors :

- le "système" du Clôt d'Aspres à un dénivelé total de 1066 m pour un développement global d'une trentaine de kilomètres. Trois réseaux non connectés d'un point de vue spéléologique composent ce système (Figure II.88) :

- le Réseau supérieur (Oréade, 2 Sœurs, Nymphé Émue, Bourrasque) de 686 m de profondeur pour 18 km de développement ;

- le réseau Médian (Pré Achard, Silence, Blizzard et Brumes Matinales) de 718 m de dénivelé pour 10 km de réseaux ;

- le Réseau inférieur (Nuits Blanches) qui descend à -680 m pour 3,5 km de développement ;

- le "système" de la Combe de l'Ours : scialet Moussu (-529 m) et le scialet de l'Ourson (-190 m) ;

- le "système" de la Combe de Fer *s.l.* qui comprend le scialets de la Combe de Fer (-655 m) et des 5 scialets (-583 m) ;

- le "système" des Rochers de la Balme-Clos de la Fure" comportant l'Antre des Damnés (-702 m), le scialet de la Bulle (-396 m) et le scialet du clos de la Fure (-500 m).

Les "systèmes" des "Rochers de la Balme-Clos de la Fure" et du "Clôt d'Aspres" seront plus particulièrement étudiés. Le premier permet d'appréhender l'impact des oscillations climatiques pléistocènes sur l'évolution endokarstique et le second permet de définir différentes phases de structuration endokarstique, dont un paléo-drain anté-pléistocène.

3.2.1. Une structure endokarstique sous double dépendance

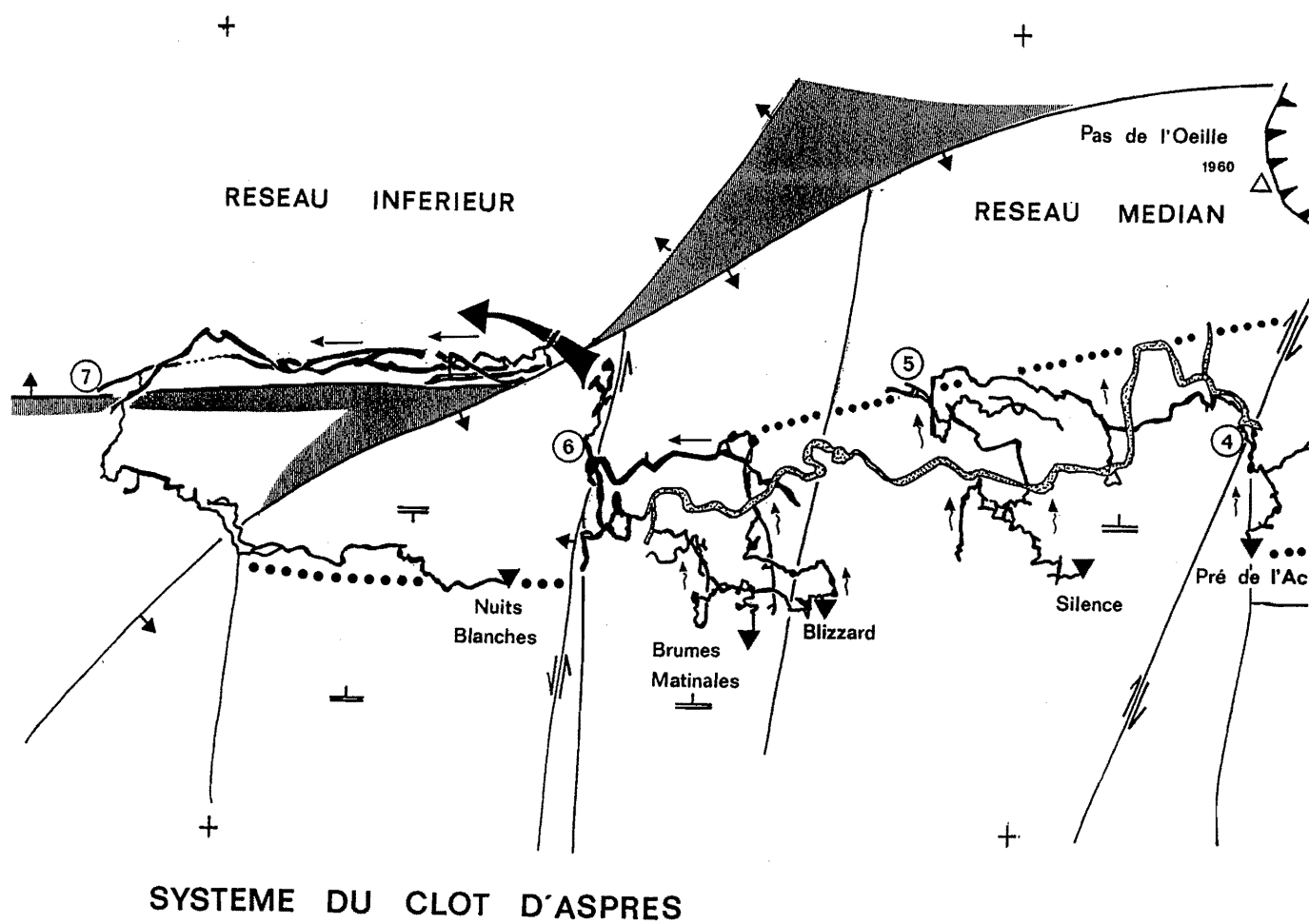
La situation et l'agencement des réseaux spéléologiques des hauts reliefs orientaux mettent en évidence une double dépendance. L'agencement morphospéléologique semble, en effet, sous contrôle du dispositif litho-structural alors que la situation géographique de ces différents grands réseaux spéléologiques paraît correspondre à l'emplacement des formations glaciaires pléistocènes.

3.2.1.1. Des réseaux sous dépendance litho-structurale

Tout spéléologue sait, ne serait-ce que par son vécu physique, que les réseaux souterrains agencés dans la zone vadose sont particulièrement sensibles aux variations lithologiques et au dispositif structural ; cette sensibilité étant liée au type-même du creusement de ces conduits par des eaux d'infiltration et des ruissellements à surface libre. Nous développons, ici, brièvement cette dépendance car elle nous paraît particulièrement exemplaire.

L'ensemble de ces réseaux, exception faite de la grotte des 2 Sœurs⁽¹⁾ et du scialet Darbon⁽²⁾, sont de type polypuits à collecteur⁽³⁾ basal (Figure II.89). Cet agencement est l'expression visible du recoupement par les eaux d'infiltration et de ruissellement de la masse urgonienne (puits et méandres) et de la concentration des écoulements sur le substratum hauterivien (collecteur) qui s'abaisse vers le synclinal de Villard-de-Lans - Lans-en-Vercors. Si le profil de la plupart des collecteurs est

Figure II.88 - Plan du système souterrain du Clôt d'Aspres dans son environnement géologique



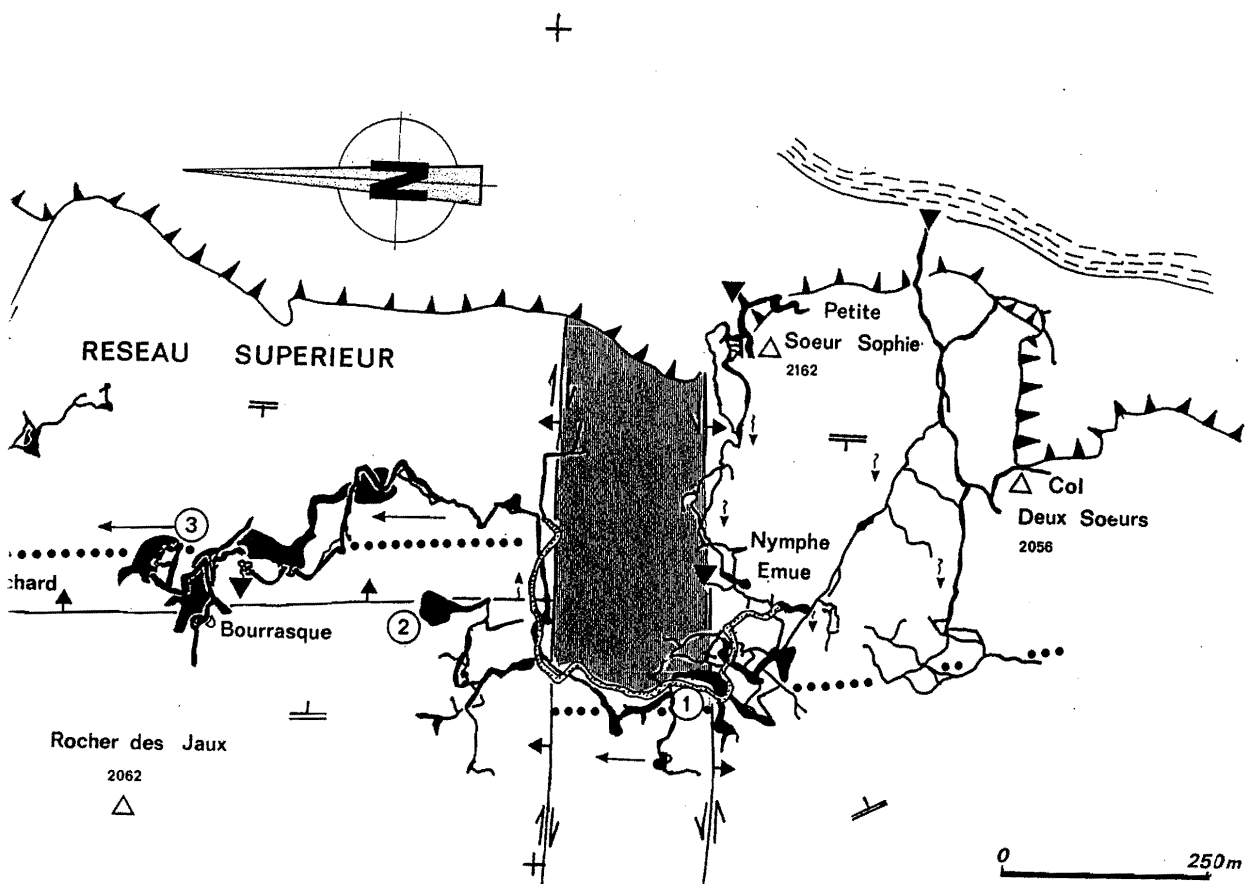
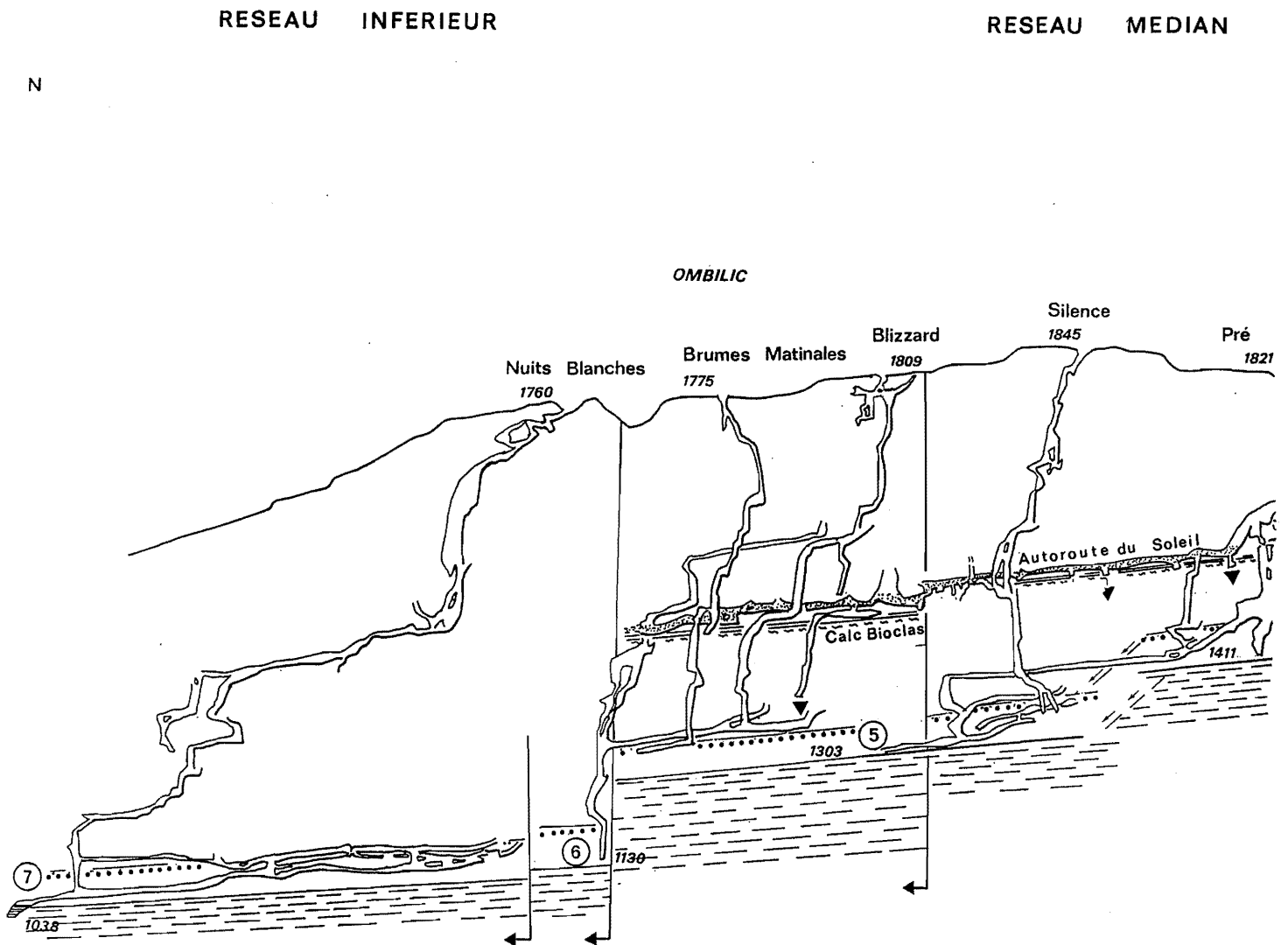
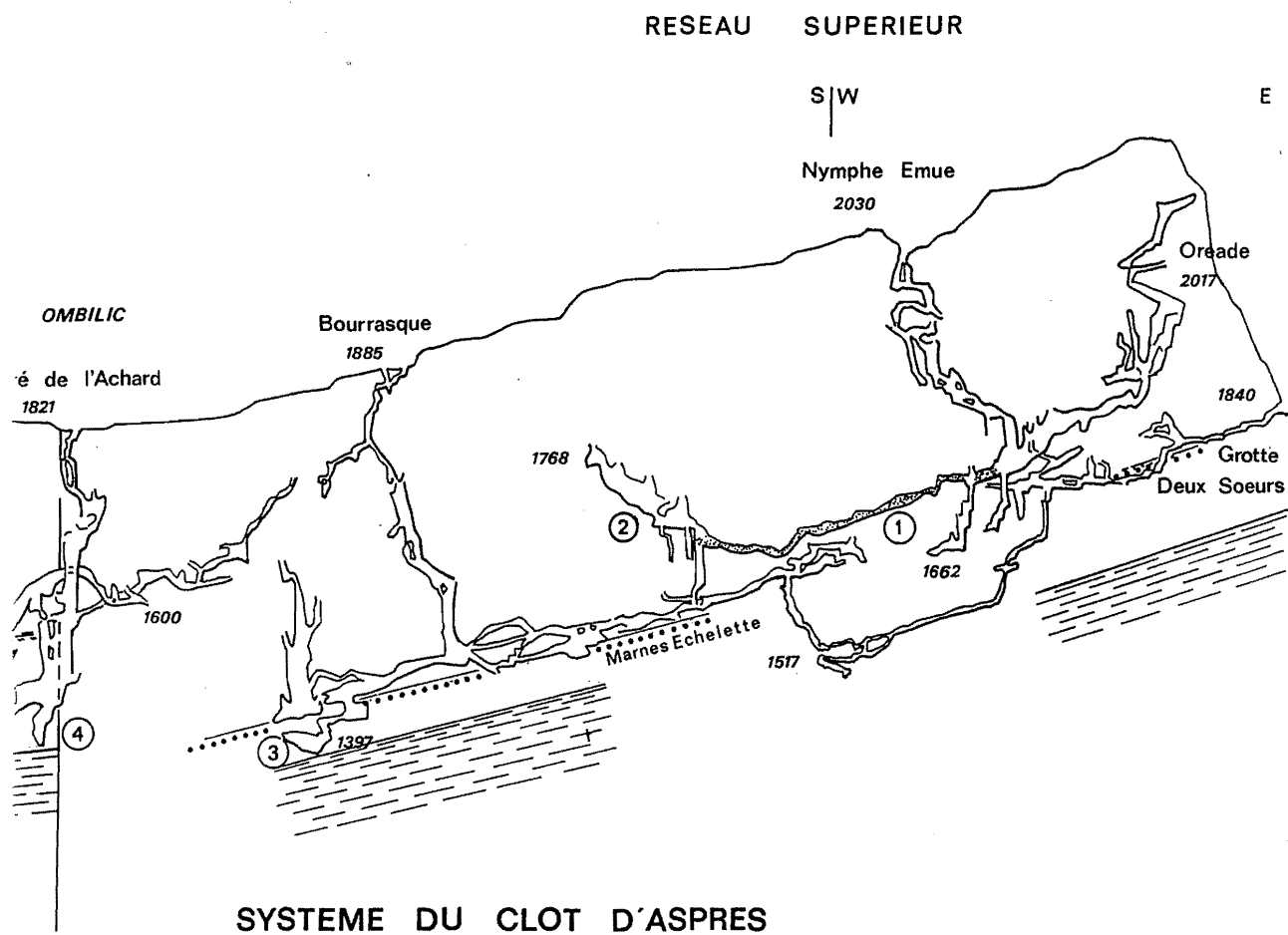


Figure II.89 - Coupe du système souterrain du Clôt d'Aspres dans son environnement géologique





dépendant, à la fois, du substratum et de son pendage, leur tracé est généralement calqué sur la fracturation. A titre d'exemples, citons la faille de la glacière de Corrençon qui définit l'orientation WSW-ENE de la galerie des Titans de l'Antre des Damnés ; la faille W-E sur laquelle sont greffés les réseaux avals du scialet de la Bulle et les amonts du scialet du Clos de la Fure...

On constate une forte sensibilité des réseaux de la zone vadose aux données géologiques locales ; c'est pourquoi, les réseaux spéléologiques peuvent constituer de véritables vecteurs d'information géologique. Le "système" du Clôt d'Aspres résume bien les différentes formes d'adaptation des conduits de la zone vadose aux données géologiques locales.

3.2.1.2. L'exemple du Clôt d'Aspres

Ce "système" se développe dans une gouttière synclinale sub-méridienne qui descend en escalier (failles transverses) vers le val de Lans-en-Vercors. Ce dispositif en gradins associé au pendage axial de la gouttière (vers le NNW) est à l'origine de l'important système spéléologique ; dans l'état actuel des explorations, le dénivelé est de l'ordre de 1100 m pour une masse karstifiable (ensemble barrémo-bédoulien) de 400 m maximum d'épaisseur.

On constate que le système à polypuits se développe sur les flancs de cette gouttière et s'agence en direction de l'axe synclinal où se concentrent les écoulements (collecteur basal) (Figure II.88).

Les failles transverses correspondent, également, à des accidents décrochants qui ont pour effet de décaler l'axe synclinal du Clôt d'Aspres. L'effet de ces décrochements se lit très bien dans le décalage, soit vers l'est, soit vers l'ouest, des collecteurs des réseaux supérieur et médian (Figure II.88).

Ces failles décrochantes, du fait de leur dispositif en escalier, ne contrarient pas les écoulements du collecteur basal ; celui-ci descend d'un cran au passage de chacune des failles. Il y a, cependant, deux exceptions à ce dispositif en escalier :

- la première correspond au horst "entre Nympe et Bourrasque" qui est plus visible sous terre qu'en surface ! Les réseaux des 2 Sœurs, de l'Oréade et de la Nympe Émue contournent la faille méridionale⁽⁴⁾ en se raccordant à l'ensellement synclinal du horst où l'effet barrant hauterivien ne joue plus (Figure II.90). Ceci explique l'agencement E-W de ces réseaux souterrains ;

- la seconde exception à ce dispositif en escalier correspond au recoupement de 2 accidents majeurs au nord du Clôt d'Aspres. Le réseau médian bute vers l'aval sur la faille du pas de l'Éille-Pré des Prés dont le regard est tourné vers l'ESE, ce qui a pour effet de relever, là

également, le toit du substratum hauterivien. Cet accident fonctionne, donc, en "accident-barrant" **au niveau** du contact Barrémien-Hauterivien ; ce caractère barrant est localement atténué par le recoupement tangentiel d'un autre accident, la faille du Grand Couloir-Jardin de Tanaz dont le regard est tourné vers l'WNW. Ce second accident marque la limite orientale du Clôt d'Aspres jusqu'à sa "confluence" avec la Grande Combe. Le recoupement tangentiel de ces deux accidents ayant pour effet d'atténuer le rôle barrant de la faille du pas de l'Éille (Figure II.91) se lit très bien dans l'agencement du réseau souterrain : c'est au niveau de ce recoupement que le collecteur passe du Réseau médian au réseau inférieur (collecteur-amont des Nuits Blanches) (Figure II.88).

Dans le cas du Réseau inférieur, il est intéressant de relever que le caractère barrant de la faille du pas de l'Éille-Pré des Prés ne joue que pour le collecteur dépendant du substratum hauterivien ; lorsque les réseaux s'agencent dans la masse barrémo-bédoulienne, la faille n'a plus de fonction barrante. Cet exemple montre la relativité des impacts géologiques ; ceux-ci doivent être toujours replacés à l'intérieur de la structure de drainage.

Les réseaux de la zone vadose du Clôt d'Aspres apparaissent, également, sensibles aux variations lithologiques de l'ensemble barrémo-bédoulien (Figure II.5). Les travaux d'H. Arnaud (1981) ont montré que l'ensemble urgonien n'est pas homogène. Trois niveaux de moindre perméabilité (ou de perméabilité différentielle) caractérisent cet ensemble :

- les marnes de l'Échelette marquent le passage des calcaires marneux (faciès hémipélagique) de la base du Barrémien aux calcaires bioclastiques du Barrémien inférieur. La grotte des 2 Sœurs se développe au contact de ces marnes ;

- le second niveau correspond à une perméabilité différentielle due au passage des calcaires bioclastiques aux calcaires à rudistes (faciès de plate-forme urgonienne). La galerie "l'Autoroute du Soleil" se développe le long de ce contact ;

- le troisième niveau, de moindre perméabilité, correspond à la couche inférieure à orbitolines qui se développe entre les calcaires à rudistes du Barrémien supérieur et du Bédoulien (A11 de la classification d'H. Arnaud, 1981). Cette couche ainsi que les calcaires bédouliens ont été, en grande partie, érodés. Ils subsistent, néanmoins localement, dans la gouttière synclinale du Clôt d'Aspres (Figure II.92). Le niveau à Orbitolines y a apparemment une faible incidence. Il influence localement deux réseaux : l'entrée du scialet de la Bourrasque et le méandre qui se développe entre -60 et -80 m dans le scialet des Nuits Blanches. Ailleurs (et dans l'état actuel des connaissances spéléologiques), ce niveau à orbitolines joue peu sur l'agencement endokarstique. Par contre, cette

(1) Cette exception vaut dans le cas actuel de cette grotte ; avant le recul du crêt oriental, cette cavité était également de type polypuits

(2) Dans la partie spéléologiquement connue, cette cavité se développe dans des interstrates urgoniennes.

(3) Par collecteur, nous entendons le cours d'eau collectant les ruissellements à surface libre et qui se raccorde au drain s.s. Nous distinguons clairement collecteur (surface libre) et drain (zone noyée).

(4) Seule la faille méridionale (en amont-pendage) a un rôle barrant en relevant le toit du substratum hauterivien.

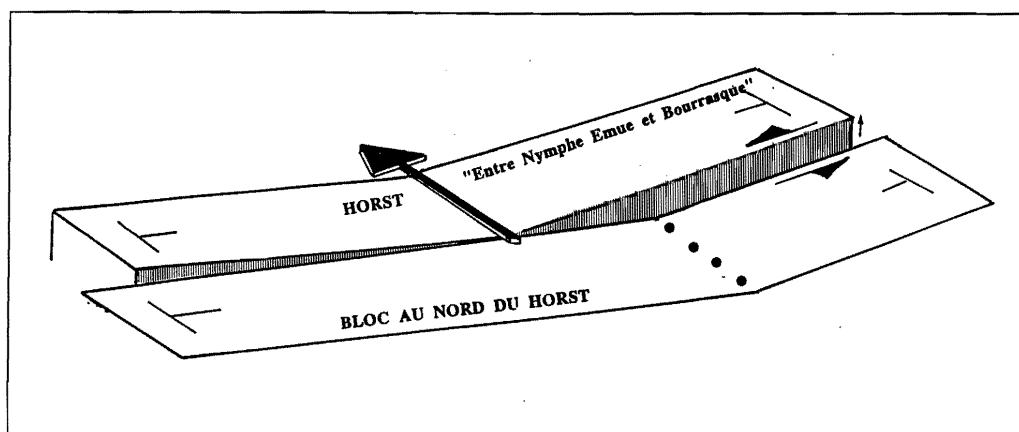


Figure II.90 - Bloc diagramme schématique du horst décrochant "entre Nymphé et Bourrasque", au sud du système du Clôt d'Aspres

Sur ce bloc-diagramme est dessiné le toit hauterivien. On voit que le long de la faille sud du horst, l'Hauterivien se comporte comme un mur "étanche". C'est ce mur que les écoulements et réseaux karstiques contournent jusqu'à l'axe synclinal où cet "effet-mur" ne joue plus.

Les points expriment l'axe synclinal et la flèche le recoupement du horst par les eaux et réseaux souterrains de la Nymphé Emue-Oréade-Deux Sœurs.

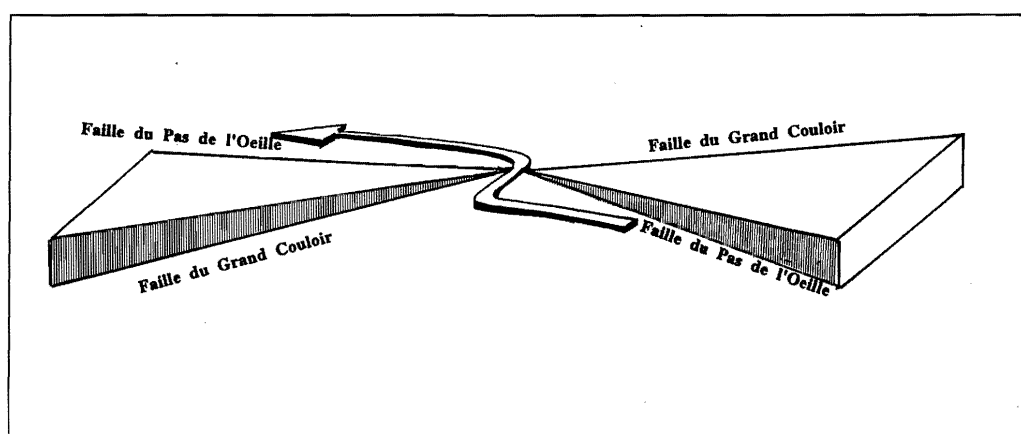


Figure II.91 - Bloc diagramme schématique du recoupement des failles du Pas de l'Ouille et du Grand Couloir au nord du système du Clôt d'Aspres

Sur ce bloc diagramme est dessiné le toit hauterivien. Au point de recoupement des deux failles, leur effet-barrant est atténué. Ce point a été exploité par les écoulements et réseaux souterrains. C'est à ce niveau que se réalise le passage entre les systèmes médian et inférieur.

couche a eu pour effet de collecter les écoulements d'origine glacio-nivale et de guider ceux-ci (conformément au pendage) vers l'endokarst au niveau des ombilics où le surcreusement glaciaire avait dégagé les assises bédouliennes. La dynamique binaire qui en résulte, met en évidence la double dépendance à laquelle sont soumis les réseaux spéléologiques du Clôt d'Aspres : une dépendance d'ordre litho-structurale que nous venons de développer à l'aide de quelques exemples, et une dépendance d'ordre morpho-climatique liée aux phases glaciaires de ces hauts reliefs.

3.2.1.3. Des réseaux sous dépendance morphogénique

L'analyse planimétrique des réseaux souterrains de ces hauts reliefs suggère une relative dépendance vis-à-vis des édifices glaciaires pléistocènes. Sur la figure II.93, ont été

portés les principaux réseaux souterrains explorés et les modelés glaciaires et glacio-karstiques. La relation entre ces deux phénomènes est nette. On retrouve une adéquation similaire pour le plateau du Sornin (J.J. Delannoy, 1983).

Cette relation peut avoir une triple origine ayant pu, d'ailleurs, se combiner :

-1- les édifices glaciaires et les collecteurs souterrains ont exploité, selon des dynamiques érosives différentes, les mêmes "accidents" géologiques (gouttière, graben, failles...), d'où l'adéquation géographique entre ces deux phénomènes ;

-2- les réseaux à polypuits sont l'expression d'un creusement provoqué par des écoulements d'origine glacio-nivale. L'adéquation entre ces deux phénomènes répond à une même dynamique ;

-3- Les édifices glaciaires ont, au niveau, des vallons et surcreusements glaciaires, décapité les têtes-amont des

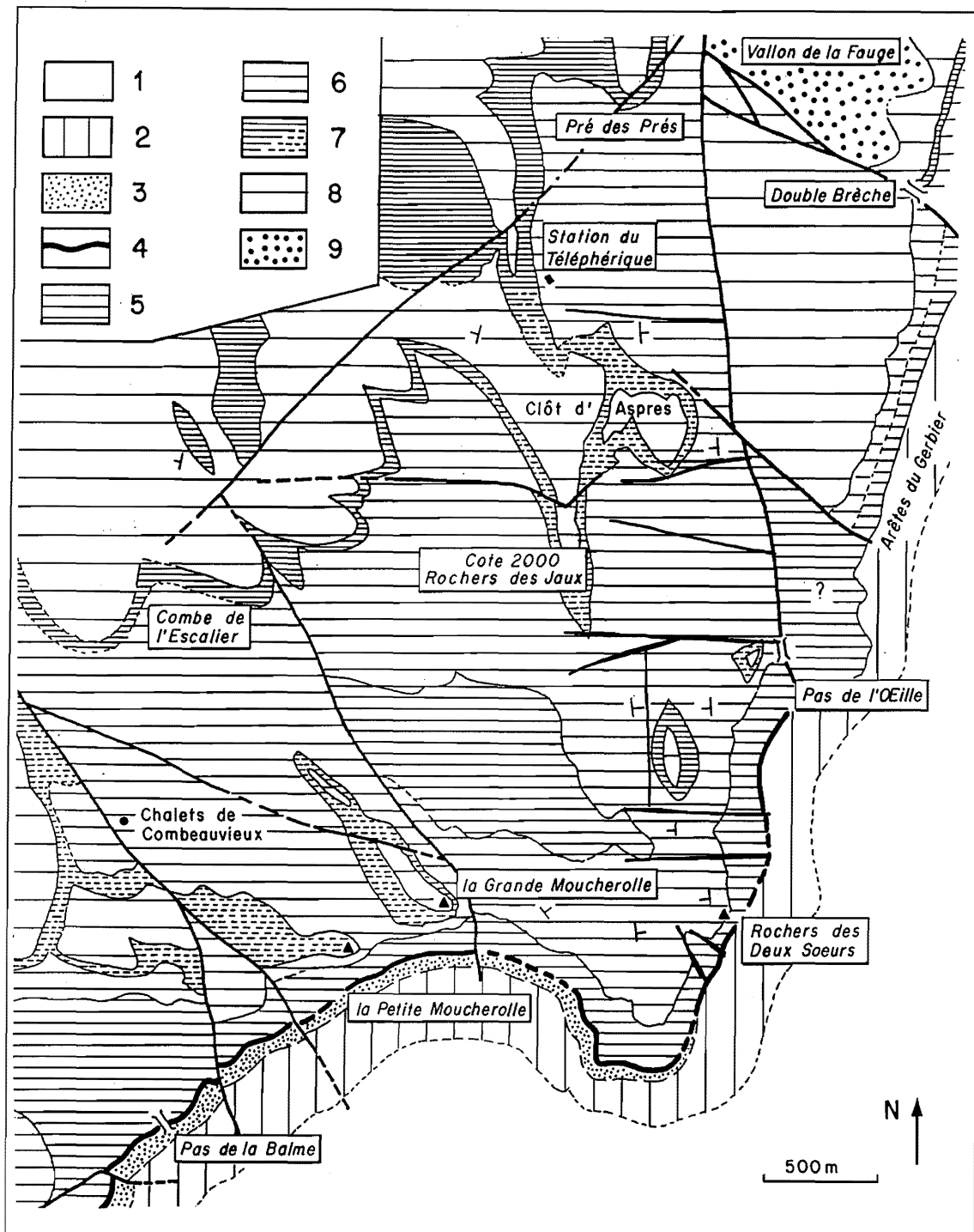


Figure II.92 - Carton géologique du secteur du Clôt d'Aspres

1 : Marnes hauteriviennes ; 2 : Barrémien inférieur hémipélagique ; 3 : Barrémien inférieur bioclastique ; 4 : Marnes du Pas de l'Echelette ; 5 : Calcaires bioclastiques du Barrémien ; 6 : Calcaires à Rudistes ; 7 : Traits continus : Marnes à Orbitolines ; Traits interrompus : faciès bioclastiques ; 8 : Calcaires bédouliens (à Rudistes) ; 9 : Lumachelle et marnes glauconieuses du vallon de la Fauge. D'après H. Arnaud, 1980.

structures endokarstiques préexistantes ; ce recoupement ayant eu pour effet d'enlever la tranche supérieure du karst. Rappelons, ici, que dans le cas d'un système unaire (*supra* : Livre I, I partie), cette tranche supérieure se caractérise par une forte dispersion des infiltrations et, de ce fait, par un faible degré de pénétrabilité spéléologique.

Le dégagement par l'érosion glaciaire de cette tranche a pour principale incidence de rendre spéléologiquement accessible la zone vadose.

Dans le cas du Clôt d'Aspres, il est clair que les glaciers pléistocènes ont exploité la gouttière synclinale

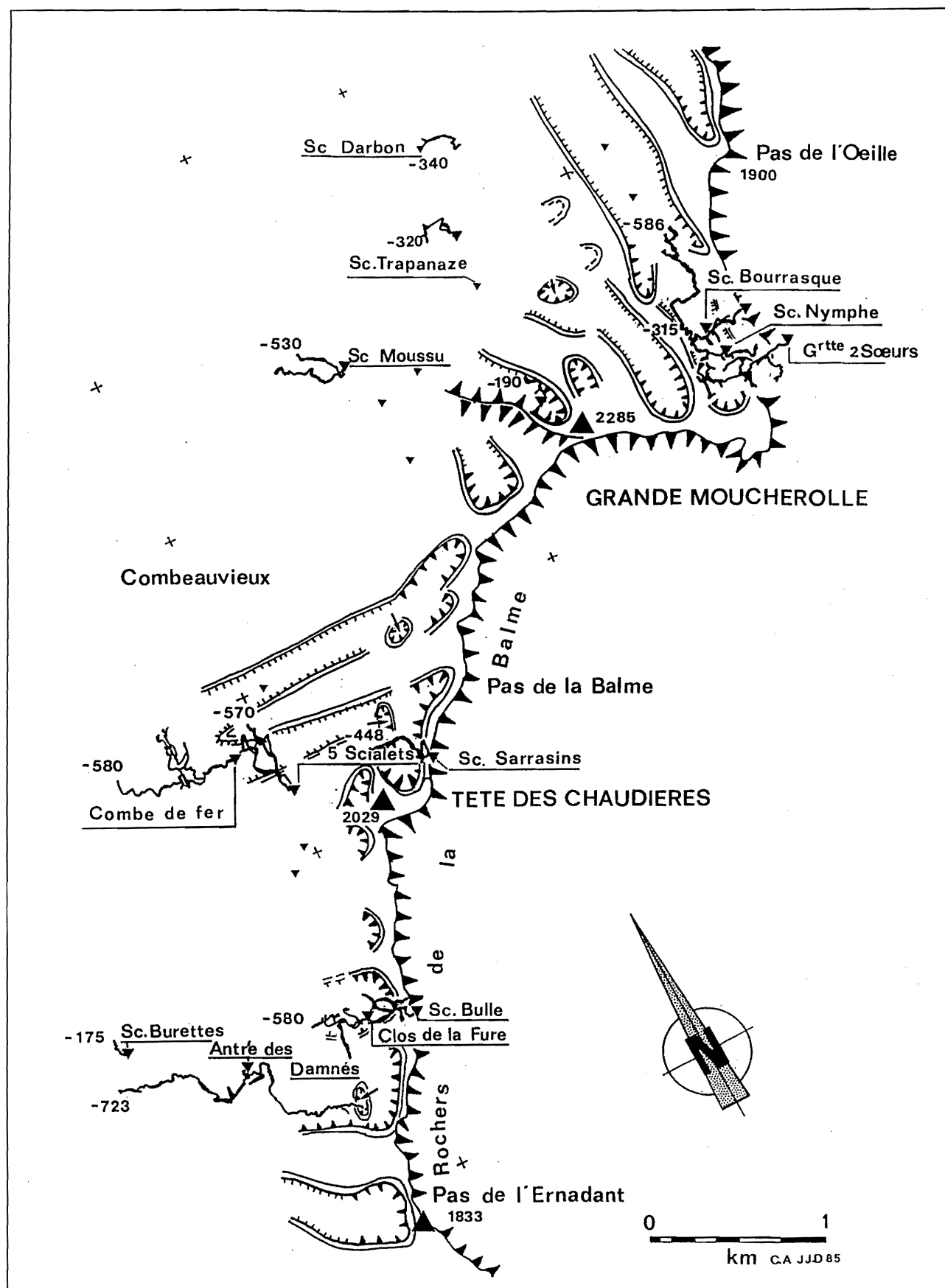


Figure II.93 - Le rapport glacier et grandes cavités sur les hauts reliefs de la Grande Moucherolle

Sur cette figure, ont été portés les limites des cirques et auges glaciaires et le tracé ainsi que le point bas (profondeur en mètres) des principales cavités de ce secteur.

au cœur de laquelle se concentrent les écoulements souterrains. Le recouvrement spatial entre édifices glaciaires et endokarst à partir des mêmes données géologiques est moins net pour les autres "systèmes" spéléologiques (Combe de Fer, Clos de la Fure, Antre des Damnés...). Par contre, pour ces systèmes, il apparaît que les glaciers pléistocènes ont directement contribué au creusement de l'endokarst ; le scialet de la Combe de Fer a fonctionné en perte glaciaire comme en témoignent les moraines présentes à -80 m dans la galerie d'accès ; l'entrée de l'Antre des Damnés se situe dans un surcreusement sous-glaciaire. La part des écoulements d'origine glacio-nivale dans l'évolution des réseaux souterrains de la zone vadose est, également, perceptible à partir de l'étude morpho-spéléologique et des remplissages.

Trois familles de remplissages sont présents dans les réseaux souterrains de ces hauts reliefs :

- des varves carbonatées (Clos de la Fure, Antre des Damnés) qui mettent en évidence un ennoyement de la zone vadose. Cet ennoyement est l'expression d'une structure de drainage inadaptée par rapport à un flux important d'eau de fusion glacio-nivale concentré sur quelques mois ;
- des matériaux détritiques charriés par des écoulements à surface libre. Ces alluvions sont particulièrement présentes dans les collecteurs basaux. La taille de certains galets et leur caractère fortement émoussé supposent des écoulements puissants ;
- des spéléothèmes qui reposent soit sur les dépôts varvés, soit sur les alluvions détritiques sous forme de plancher ou de stalagmite.

Une série de datation a été réalisée sur des spéléothèmes appartenant à des réseaux apparemment sous contrôle des édifices glaciaires : le scialet Moussu, l'Antre des Damnés, le Clos de la Fure, le scialet de la Bourrasque et le scialet du Blizzard (J.J. Delannoy et al., 1986 ; ...). Trois situations morpho-spéléologiques avaient retenu notre attention (Figure II.94) :

- les spéléothèmes présents dans des conduites forcées ayant été postérieurement surcreusées ;
- les coulées présentes dans des puits aujourd'hui non fonctionnels du fait des effets de l'érosion régressive ;
- et les planchers étagés dans les réseaux méandriformes.

Ces calages chronologiques permettent, tout d'abord, de rapporter aux écoulements d'origine glacio-nivale (ou tout au moins contemporains des péjorations pléistocènes) le surcreusement des réseaux méandriformes, voire d'anciennes conduites forcées (exemple du méandre du Dénoyauteur du scialet Moussu). En effet, l'étagement des planchers contemporains des optima pléistocènes permet de rapporter aux péjorations un surcreusement successif de ces conduits. Les calages chronologiques permettent, également, de rapporter aux péjorations le

creusement des puits (érosion régressive) "shuntant" l'ancien tracé des ruissellements (exemple du puits basal de 80 m de l'Antre des Damnés ou de l'érosion régressive dans les puits du Clos de la Fure ; Figure II.95).

Dans cette perspective chronologique, il est intéressant de souligner que les sédiments varvés apparaissent relativement anciens ; ils sont d'après les spéléothèmes les chapeautant, au moins antérieurs à l'interstade Riss 1-Riss 2. Le caractère hérité de cette formation limono-argileuse peut être doublement interprété :

- il est l'expression d'une amélioration de la structure de drainage capable d'évacuer les eaux de fusion glacio-nivale durant le Riss 2 et le Pléistocène supérieur ;
- il met en évidence la moindre intensité des péjorations climatiques postérieures à l'interstade Riss 1-Riss 2. Or, effectivement le Riss 1 apparaît dans le domaine alpin comme l'une des plus importantes péjorations.

Il est délicat de vouloir faire la part entre ces deux possibilités étant donné qu'on ne peut raisonner, dans l'état actuel des connaissances, que sur un seul site.

Une des trois hypothèses formulées sur l'adéquation "modèle glaciaire-système souterrain" était le recoupement par les édifices glaciaires (creusement des vallons et surcreusement des ombilics) de systèmes souterrains déjà élaborés et fonctionnels. Cette hypothèse, comme les deux précédentes, peut être retenue. Les explorations spéléologiques ont clairement mis en évidence des logiques différentes de creusement et une relative ancienneté de la structuration endokarstique ; les réseaux recoupés par le recul du crêt urgonien en sont les témoins les plus emblématiques.

Les scialets de la Bulle et des Sarrasins ou encore la grotte des Deux Sœurs appartiennent à d'anciennes structures de drainage à polypuits et collecteur basal qui a été recoupé par le recul du rebord externe. L'importance du recul peut être appréhendé au regard de la position du conduit recoupé dans la masse urgonienne et implicitement dans l'escarpement. Le recul au niveau du scialet de la Bulle est, par exemple, bien moindre que celui enregistré au niveau de la grotte des 2 Sœurs (Figure II.96) ; mais encore faut-il que ces réseaux soient contemporains. Quoi qu'il en soit leur position plus ou moins élevée dans le crêt met clairement en évidence la perte d'une partie du bassin d'alimentation karstique de Goule Blanche. L'étude de la grotte des 2 Sœurs a permis de montrer l'existence d'un recul important durant le Pléistocène supérieur (*supra* : 2.1.1). L'étude de cette grotte révèle, également, l'ancienneté de la structuration endokarstique à polypuits et collecteur basal à laquelle appartient cette cavité qui, rappelons le, se raccorde au "système" du Clôt d'Aspres. Le plus ancien plancher présent dans le méandre des 2 Sœurs est d'âge supérieur à 350 000 B.P. ; si on considère que celui-ci s'est construit durant un optimum climatique, celui-ci est, **au plus jeune**, contemporain du complexe interglaciaire "Mindel-Riss",

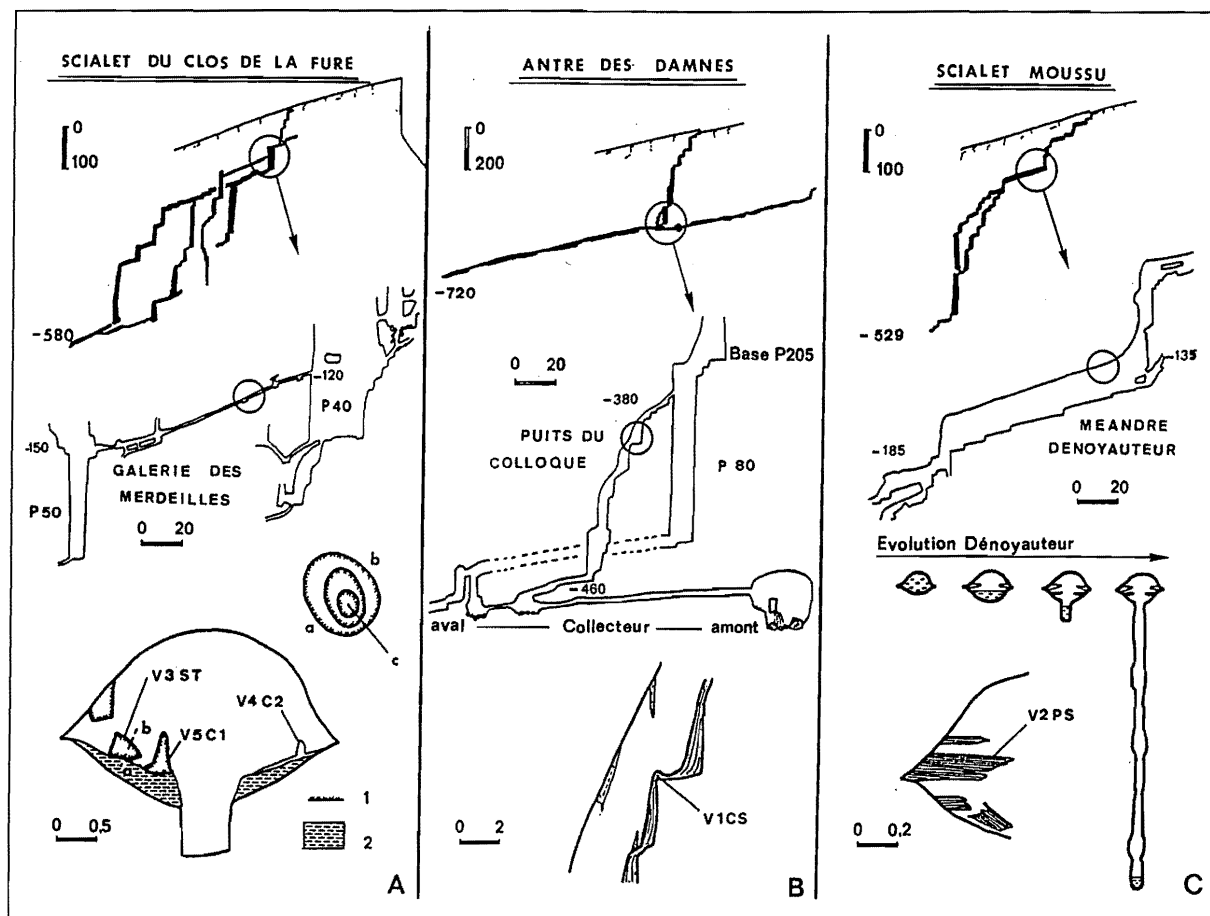


Figure II.94 - Environnement spéléologique des différents spéléothèmes datés

A : Scialet du Clos de la Fure ; B : Antre des Damnés ; C : Scialet Moussu

1 : Corrosion du pourtour de la concrétion ; 2 : Dépôts varvés.

Les spéléothèmes sont référencés : V1, V2, V3... Ces références sont portées sur le tableau 2. 3.

On relève bien sur ces profils de réseaux à polypuits, le processus d'érosion régressive qui déconnecte d'anciens conduits : exemple de la galerie des Merdeilles déconnectée des écoulements passant actuellement par le P40 ; autre exemple du puits du Colloque de l'Antre des Damnés déconnecté des écoulements empruntant le P80.

voire antérieur (interglaciaire Mindel 2-Mindel 1 ; complexe interglaciaire "Mindel-Günz"...).

L'ancienneté de cette structuration à polypuits de la zone vadose est confirmée, si besoin est, par d'autres indices. Dans le Réseau supérieur du Clôt d'Aspres, on relève plusieurs niveaux d'enfoncement du collecteur basal ; le paléo-collecteur auquel se raccorde le méandre des 2 Sœurs (La Verna-Nakanai-aval-Salle Baffin-Terre creuse-Fleurs du Mal-3ième Age du Pré de l'Achard) possède également des spéléothèmes supérieurs à 350 000 B.P. scellant des niveaux détritiques (galerie de l'Argentier-Bourrasque).

Du fait de cette ancienneté de la structuration à polypuits et collecteur basal, il est fort vraisemblable que les édifices glaciaires contemporains de la seconde moitié du Pléistocène moyen (Riss) et du Pléistocène supérieur aient décapité la tranche supérieure de l'endokarst. Ce recoupement a eu un double effet : d'une part, d'ordre spéléologique, en permettant d'accéder directement aux conduits élargis par la corrosion (normalement situés en profondeur), et, d'autre part, en favorisant la perte

potentielle des écoulements d'origine glacio-nivale (il y a là une belle boucle de rétroaction).

Si la structure à polypuits-collecteur basal-zone noyée de ces réseaux spéléologiques semble relativement dépendante, à la fois, du contexte litho-structural et des glaciations pléistocènes, l'étude spéléomorphologique met en évidence une logique endokarstique plus ancienne s'affranchissant partiellement des contraintes géologiques.

3.2.2. La pré-existence de paléo-drains s.s.

Le réseau à polypuits du Clôt d'Aspres recoupe à mi-parcours une vaste galerie présentant une faible déclivité. Perceptible dans l'ensemble du système du Clôt d'Aspres, elle est particulièrement visible au niveau du Réseau Médian (scialets de l'Achard-Silence-Blizzard-Brumes Matinales) : la galerie de "l'Autoroute du Soleil". Cette galerie qui se développe au contact des calcaires à rudistes et calcaires bioclastiques, s'abaisse progressivement et conformément au pendage vers le NNW. Au droit du Pré

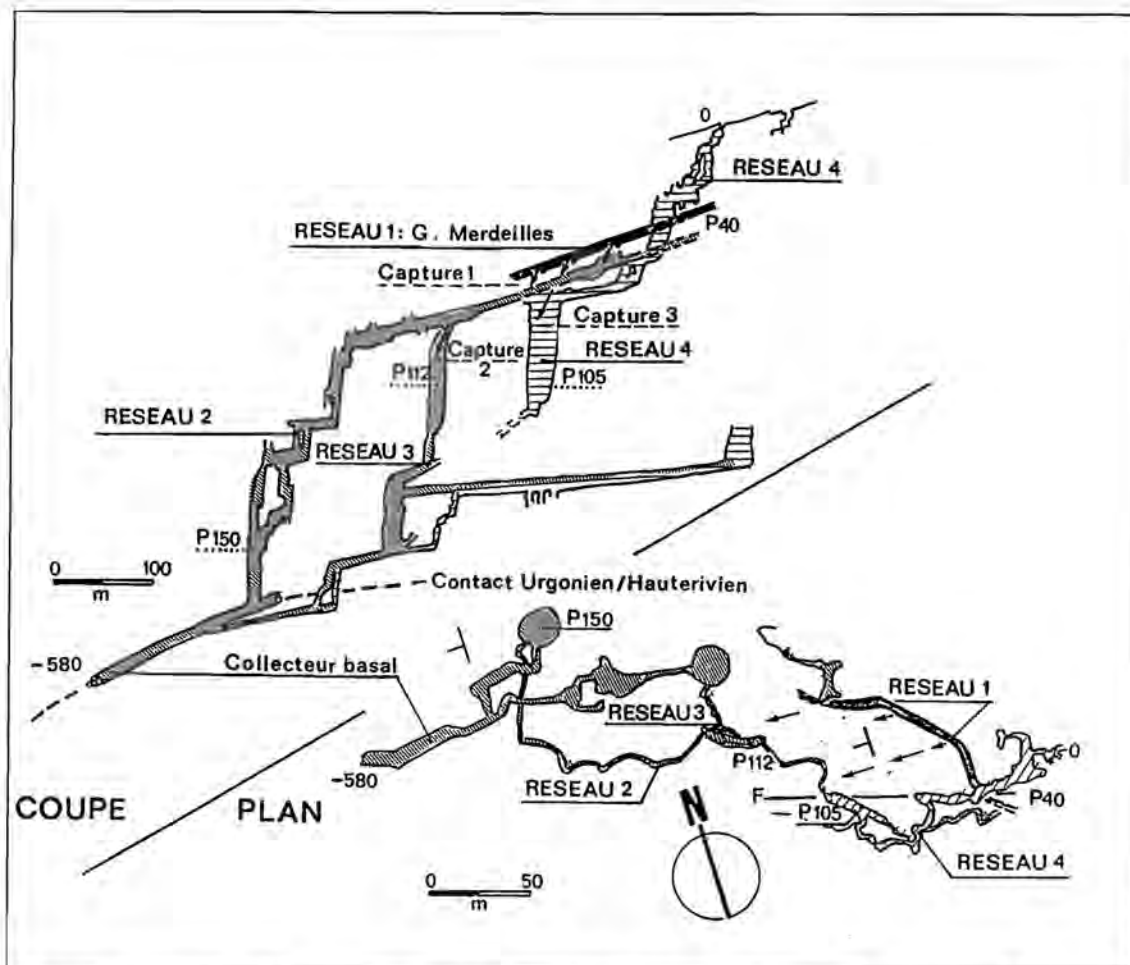


Figure II.95 - Essai de reconstitution spéléogénique du Clos de la Fure (Corrençon en Vercors)

Le réseau 1 correspond au premier conduit emprunté par les écoulements endokarstiques. Celui-ci, par effet d'érosion régressive, est déconnecté des écoulements qui creusent et empruntent le réseau 2, au niveau de la capture 1.

de l'Achard, elle se situe vers 1600 m d'altitude et vers 1455 m au niveau du scialet des Brumes Matinales. C'est, d'ailleurs, au niveau de ce scialet qu'on mesure l'ancienneté de cette galerie répondant à une toute autre logique de creusement. Cette galerie est, en effet, recoupée à l'emporte-pièce par le réseau à polypuits qui se raccorde à "l'actuel" collecteur basal situé au contact du substratum hauterivien, soit 200 m en contrebas.

Cette vaste galerie résulte d'une longue évolution morphologique dont les principales étapes visibles sont :

- un agencement initial dans la zone noyée. Si la morphologie initiale en conduite forcée n'est visible qu'en de rares sections, le caractère, à la fois, excentré vis-à-vis de la gouttière synclinale, et le tracé relativement régulier de ce conduit atteste d'un agencement en régime noyé (Figure II.88) ;

- des surcreusements méandriiformes par des écoulements à surface libre qui ont exploité partiellement cette galerie avant de se raccorder "au" collecteur basal. Nous rapportons à cette évolution de la zone vadose, les soutirages qui affectent les planchers chaotiques de la galerie ;

- des phénomènes de détente mécanique à l'origine,

d'une part, du caractère chaotique de certains tronçons de cette galerie et, d'autre part, des trémies. On relève plusieurs générations d'écroulement (anté- et post-surcreusement et/ou soutirage).

Les remplissages sont peu nombreux et relativement épars. En dehors de quelques spéléothèmes, tous plus anciens que 350 000 B.P., cette galerie contient des dépôts argilo-détritiques, riches en pisolithes de fer et grains de quartz portés, dont les minéraux argileux prédominants sont la kaolinite et la montmorillonite. Ces éléments proviennent clairement d'une ancienne couverture d'altération qui s'est élaborée dans un contexte climatique plus chaud que l'actuel. Ph. Audra (1994) a relevé une même filiation dans le paléo-drain de la grotte Vallier.

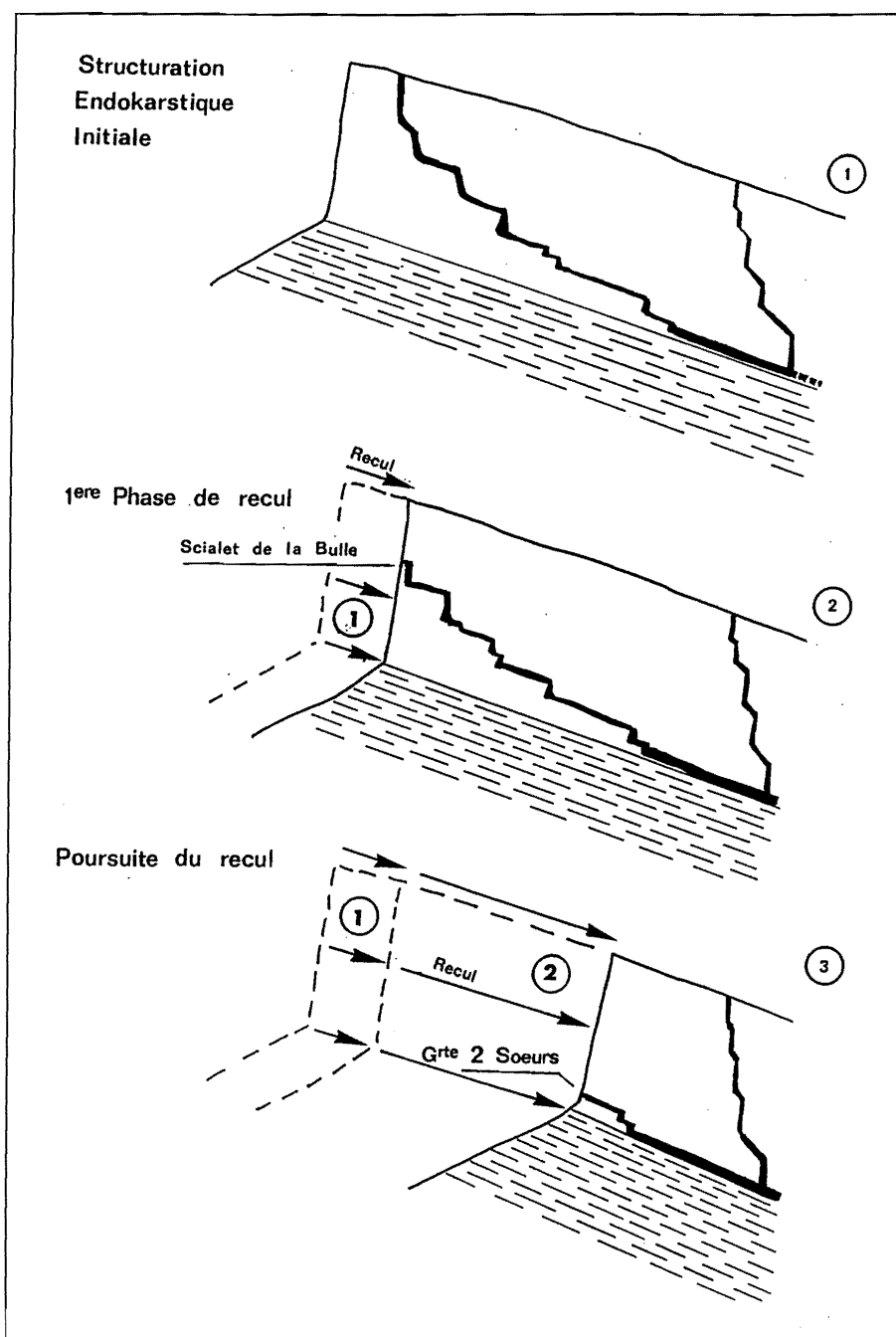
La découverte de cette galerie est fondamentale d'un point de vue karstogénique. Elle permet de mettre en évidence l'existence d'une paléo-structure de drainage endokarstique qui n'a pu se mettre en place que dans un contexte géomorphologique différent de "l'Actuel" et de celui rapporté au Pléistocène (*supra* : 2.2.1). En effet, comme le suggère la morphologie initiale de ce conduit, la surface piézométrique de la zone noyée devait se situer

Figure II.96 -
Reconstitution schématique
du recul du rebord externe
sous l'effet de

l'approfondissement des
vallées de l'Isère et du Drac
Stade 1 : Structuration
"initiale" à polypuits et
collecteur basal.

Stade 2 : Le recul du rebord
externe recoupe un réseau
méandrique (cas du scialet de
la Bulle).

Stade 3 : Poursuite du recul du
rebord externe ; le recul est tel
que le réseau "initial" est
recoupé quasiment au niveau du
collecteur (cas de la grotte des
Deux Sœurs).



au moins vers 1500 m d'altitude actuelle soit 500 m en contre-haut de l'actuel plancher du val de Villard-de-Lans-Lans-en-Vercors.

Dans l'état actuel des connaissances, on ne retrouve pas cette galerie au delà des failles transverses qui délimitent le Réseau médian du Clôt d'Aspres. Sur des critères d'ordre topographique et morphologique, le réseau d'entrée de l'Oréade, la galerie Nakanai (en amont du P50) et le réseau Nico du Réseau supérieur peuvent se raccorder à cette paléo-structure. Bien que fort épars, on rencontre dans ces réseaux des dépôts argilo-détritiques de même composition minéralogique et pétrographique que ceux présents dans la galerie de "l'Autoroute du Soleil".

On retrouve, par ailleurs, des témoins de ce haut-

niveau piézométrique dans d'autres systèmes souterrains des hauts reliefs orientaux : le réseau de Juin de la Combe de Fer qui s'ouvre vers 1551 m, se développe vers 1300 m et est totalement déconnecté des circulations actuelles ; le paléo-drain "des Fleurs Impassibles et des travaux Publics" de la grotte Vallier se développe vers 1350-1250 m d'altitude.

Ces différents témoins d'une paléo-structuration du drainage karstique des hauts reliefs orientaux, situés dans des contextes géologiques différents (pli couché du Moucherotte, gouttière synclinale du Clôt d'Aspres, structure monoclinale de la Combe de Fer) permettent d'écarter l'éventualité d'un agencement antérieur au plissement fini-miocène.

Dans le cadre géologique post-miocène, l'existence de ce haut-niveau piézométrique est assurément antérieure, à la fois, à l'incision de la Bourne en gorges et au creusement des dépôts molassiques du val de Lans qui devaient initialement se situer au moins vers 1200 m d'altitude si on se réfère aux rares témoins actuels (la Conversarie) et à l'agencement de l'Antre de Vénus (*supra* : 3.1). Dans ces deux cas, se pose le problème de l'exutoire de cette paléo-structure : se raccordait-il au val de Lans ou à une paléo-Bourne. Dans cette seconde hypothèse, existe-t-il un paléo-exutoire perché, à l'image de la grotte Favot pour le système de Goule Noire (*supra* : 2.1.1) ? Dans l'état actuel des prospections (état fort avancé), le seul paléo-drain perché dans les gorges-amont de la Bourne est la grotte Favot. La reconstitution karstogénique au droit de Goule Noire a permis de fixer vers 1000 m d'altitude le paléo-talweg de la Bourne, au droit de Favot. Bien que cela soit contestable, si on rapporte un profil similaire à la Bourne actuelle à son paléo-talweg (contemporain de Favot), celui-ci devait se situer au droit de Goule Blanche vers 1150 m. Sur cette base qui, rappelons-le, est discutable dans le sens où on ne connaît la cote altitudinale ni du point haut de la paléo-Bourne (val de Lans-en-Vercors), ni de son point bas (Royans), nous avons entrepris des prospections plus précisément vers cette cote altitudinale. Force est de constater l'absence de morphologie s'apparentant à un ancien exutoire karstique. Or, s'il existe une paléo-structure de drainage karstique (Autoroute du Soleil), il existe assurément un paléo-exutoire. Trois hypothèses s'offrent à nous :

- le paléo-exutoire de cette structure se raccordait au val de Villard-de-Lans, à l'image du système de Vallier-Bruyant étudié par Ph. Audra (1994). Ce paléo-exutoire pourrait n'être plus visible du fait des placages morainiques qui nappent les bas-flancs du val de Villard ;
- le paléo-exutoire se situait en contre-haut de l'actuelle Goule Blanche mais ne serait plus visible du fait des formations de pente (au demeurant rares) ;
- les paléo-systèmes de Goule Blanche et de Goule Noire possédaient un exutoire commun : celui de Favot.

Bien que nous ne disposons pas d'argument, la première et la troisième solutions nous paraissent les plus vraisemblables.

La première est cohérente avec la préexistence d'une paléo-structuration endokarstique révélée par l'Antre de Vénus (*supra* : 2.1.1) et par le paléo-drain de Vallier (Ph. Audra, 1994). Par contre, elle cadre peu avec ce que nous avons observé par ailleurs (tant dans le Vercors qu'en Andalousie) : une relative filiation entre la paléo-structure et les structures postérieures de drainage. En effet, ici le drainage contemporain de "l'Autoroute du Soleil" se serait réalisée dans un premier temps vers le paléo-val de Lans-en-Vercors et postérieurement vers la Bourne.

La troisième solution est hydrogéologiquement plausible ; en effet, dans l'hypothèse d'une paléo-Bourne

située au moins 200 m en contre-haut de l'actuel talweg (cas de Favot), les accidents chevauchant de Valchevrière et de Château Julien ne fonctionneraient plus en accident-barrant : de part et d'autre de ceux-ci se développent les assises urgoniennes (Figure II.97). Cette hypothèse a, de plus, le mérite de donner un sens au fonctionnement de cavités comme la grotte Roche qui correspond manifestement à un paléo-drain recoupé par la Bourne (entre Goule Blanche et Goule Noire). Cette solution pose, néanmoins, le problème suivant : si cette paléo-structure est, de part son altitude, antérieure à l'incision de la Bourne pourquoi se raccorderait-elle au système de Favot qui apparaît, quant à lui, dépendant de ce cours d'eau ?

Dans l'état actuel des connaissances du milieu souterrain, ces deux scénarios restent du domaine de l'hypothèse. Nous ne leur donnons pas d'autre sens.

3.2.3. Reconstitution spéléogénique "du" système de Goule Blanche

L'étude des réseaux spéléologiques des hauts reliefs orientaux permet de saisir deux grandes étapes karstogéniques.

La première est contemporaine du fonctionnement en drain *s.s.* de la galerie de "l'Autoroute du Soleil", auquel se raccordaient des réseaux comme l'Oréade qui débouche aujourd'hui en pleine paroi urgonienne. La géographie contemporaine de ce paléo-système devait être bien différente du modelé actuel, ne serait-ce que par l'altitude du paléo-drain et son recoupement par la surface topographique. S'il est possible d'envisager un bassin d'alimentation karstique s'étendant bien plus à l'est de l'actuel tracé du rebord externe, il est beaucoup plus délicat de fixer la position altitudinale du niveau de base karstique ainsi que la situation de son exutoire. Il est intéressant de relever qu'on retrouve des témoins de cette paléo-organisation endokarstique tant au nord qu'au sud du Clôt d'Aspres (grotte Vallier, Combe de Fer, Clos de la Fure) et qu'il existe une relative cohérence altitudinale entre ces témoins.

Cette paléo-structure endokarstique est assurément antérieure à l'incision des gorges de la Bourne dont il reste à définir le moteur. Cette incision est à l'origine de la restructuration du drainage. La zone vadose se réorganise autour d'un "système" à polypuits et collecteur basal qui se raccorde à la zone noyée, aujourd'hui, située au niveau de la gouttière synclinale de Villard-de-Lans.

L'étude spéléomorphologique de ces réseaux met en évidence plusieurs stades d'enfoncement des collecteurs ; les calages chronologiques basés sur les spéléothèmes permettent, ici, de rapporter aux péjorations climatiques *s.l.* les phases d'incision et, dans ce contexte, il est tentant d'associer ce creusement aux eaux de fusion glacio-nivale. Ces mêmes calages chronologiques permettent de rapporter, **au minimum**, à un Pléistocène moyen ancien la première génération à polypuits et collecteur basal, ce

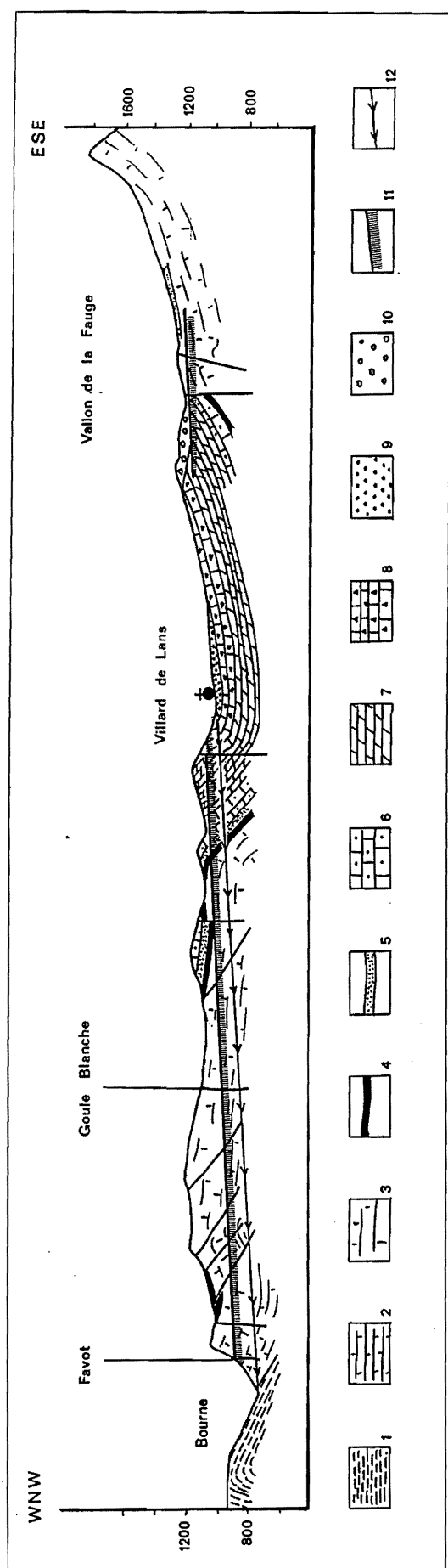


Figure II.97 - Perception du système karstique de la Goule Blanche dans son fonctionnement actuel et passé

1 : Marno-calcaires hauteriviens ; 2 : Calcaires barréno-bédouliens (faciès bioclastiques) ; 3 : Calcaires barréno-bédouliens (faciès urgonien) ; 4 : Les niveaux à Orbitolines du Bédoulien ; 5 : Sables gréseux albiens ; 6 : Lumachelle ; 7 : Calcaires à lauzes du Sénonien ; 8 : Calcaires à silex du Sénonien ; 9 : Molasses miocènes ; 10 : Formations morainiques ; 11 : Niveau potentiel des écoulements karstiques entre le système du Clôt d'Aspres et la grotte Favot lorsque la Bourne se situait 200 m en contre-haut de son actuel talweg ; 12 : Talweg actuel de la Bourne.

qui est cohérent avec ce que nous avons observé au niveau, d'une part, du val de Lans-en-Vercors (creusement du val molassique antérieur au Mindel 2) et, d'autre part, du système endokarstique de Goule Noire.

3.3. Les apports du système endokarstique du Sornin-Sassenage

Le système du Sornin-Sassenage ayant déjà été traité dans notre Thèse de 3^{ème} cycle, nous ne développerons, ici, que les données permettant de compléter le scénario morphogénique bâti à partir des systèmes de Goule Noire et de Goule Blanche.

Le Sornin s'apparente à un plateau qui correspond à la voûte d'un pli coffré dissymétrique se raccordant à l'ouest à la gouttière synclinale de l'Achard (val d'Autrans-Méaudre) et à l'est au synclinal d'Engins (Figure II.98). Ce plateau est accidenté par deux dépressions semi-fermées : la cuvette du Sornin et la cuvette de la Sure. Ces dépressions se caractérisent par un spectaculaire karst à banquettes structurales étagées qui est communément rapporté à une dynamique glaciaire (A. Bögli, 1964 ; R. Maire, 1979 et 1990 ; J.J. Delannoy, 1981, 1983 et 1991). Le Sornin a été, effectivement, lors des péjorations pléistocènes, recouvert d'une calotte glaciaire précisément ancrée dans les cuvettes du Sornin et de la Sure. Cette calotte émettait lors des pléni-glaciaires des langues qui se raccordaient aux glaciers environnants (glacier de l'Isère au nord, diffuence du Furon à l'est et glacier de l'Achard à l'ouest).

C'est au cœur et en bordure de ces cuvettes glacio-karstiques que se développent deux importants réseaux souterrains : d'une part, le "système" Rhododendrons-Berger sur lequel se greffent le Puits Marry et le gouffre des Elfes, et, d'autre part, le scialet de la Fromagère (Figure II.99).

Ces deux réseaux spéléologiques se caractérisent par un dispositif à polypuits recoupant la masse urgonienne et à collecteur basal dépendant du substratum hauterivien qui plonge vers l'est (38°) en direction du synclinal d'Engins auquel il se raccorde (zone noyée).

Si on compare ces deux collecteurs agencés dans un même contexte litho-structural, on est surpris par la différence de gabarit des collecteurs (Figure II.100). Cette différence est héritée des péjorations pléistocènes. En effet, les débits actuels de ces deux collecteurs sont quasiment du même ordre de grandeur. Par contre, si on considère la paléogéographie pléistocène et la position de ces deux réseaux vis-à-vis des édifices glaciaires, on relève la différence suivante. Le "système" Rhododendrons-Berger se développe sous les cuvettes glacio-karstiques de la Sure (Rhododendrons) et du Sornin (Berger) dont le faible flux général devait se faire en direction de la vallée de l'Isère qu'elles dominent ; ces cuvettes ayant vraisemblablement eu pour effet de

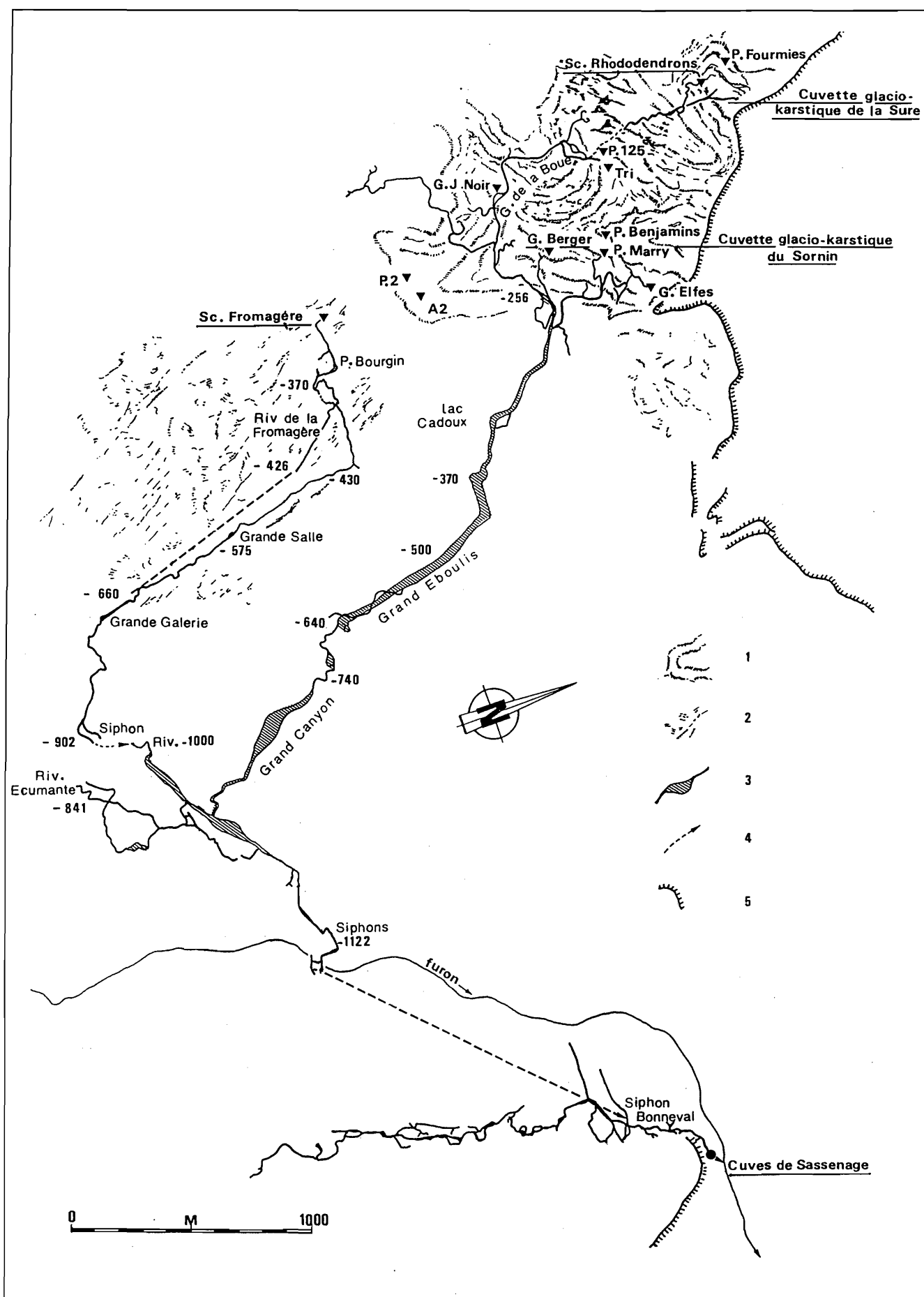


Figure II.98 - Le système souterrain du gouffre Berger-scialet de la Fromagère dans son environnement karstique

1 : Karst à banquettes ; 2 : Lapiés ; 3 : Réseau souterrain ; 4 : Écoulement souterrain probable ; 5 : Escarpement monoclin.

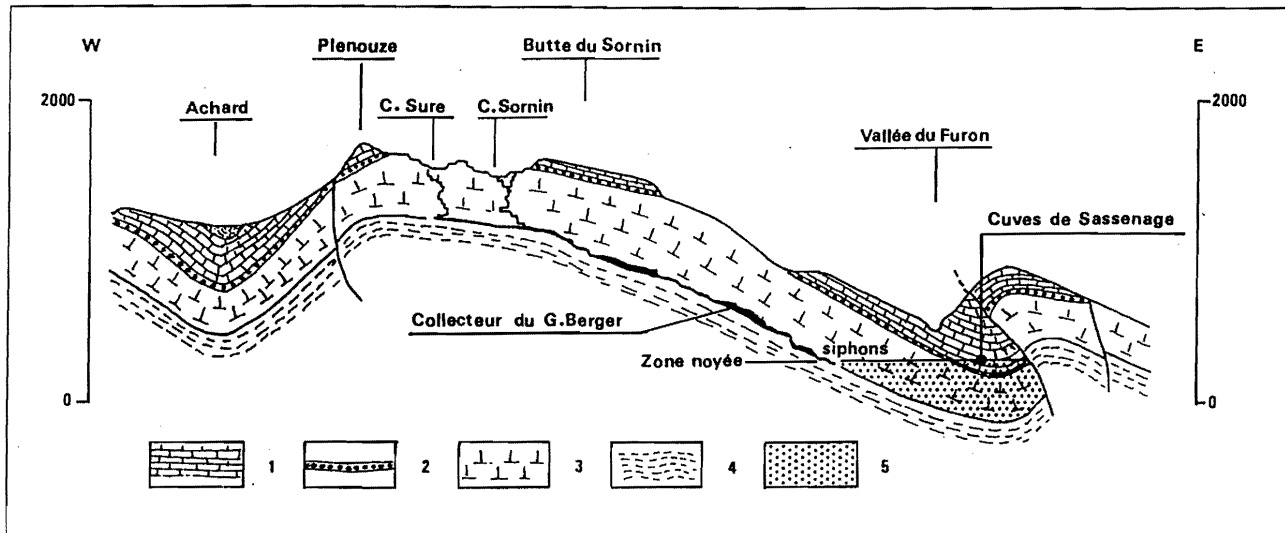


Figure II.99 - Coupe du système souterrain du gouffre Berger dans son contexte géologique

1 : Calcaires du Sénonien ; 2 : Sables de l'Albien ; 3 : Calcaires barrémo-bédouliens à faciès urgonien ; 4 : Marno-calcaires hauteriviens ; 5 : Zone noyée du système.

concentrer les écoulements d'origine glacio-nivale vers l'endokarst (Figure II.101). Le scialet de la Fromagère, bien que se développant également sous la calotte glaciaire, n'a pas, pour sa part profité, d'une telle concentration.

La datation des spéléothèmes, soit étagés dans les méandres du réseau à polypuits, soit présents dans les collecteurs confirme ce que nous avons observé dans la zone vadose des hauts reliefs orientaux (Tableau II.5). Les eaux contemporaines des péjorations pléistocènes *s.l.* favorisent l'incision des méandres et le recul des puits (érosion régressive). Les écoulements contemporains des optima pléistocènes se caractérisent, quant à eux, par la construction de plancher stalagmitique pouvant atteindre 0,5 à 1 m d'épaisseur. L'analyse micromorphologique de ces planchers montre une structure en feuillets suggérant des écoulements peu turbulents.

Il est intéressant d'aborder la distribution spatiale des spéléothèmes en fonction de leur âge. S'il existe des spéléothèmes, à la fois, plus vieux que 350 000 B.P. et contemporains des optima du Pléistocène moyen et supérieur dans le collecteur du Berger (salle Bourgin, salle des Treize, salle Geneviève, le Balcon et le Vestiaire) comme dans celui de la Fromagère (grande salle, grande galerie, grande cascade), on ne relève pas de concrétions supérieures à 350 000 B.P. en aval du puits de l'Ouragan (gouffre Berger). Or, ce puits se situe à un nœud important de ce système spéléologique ; en effet, le réseau se développe, au niveau de ce nœud, perpendiculairement à la retombée anticlinale et selon un axe WSW-ENE ; c'est également à ce niveau que confluent les écoulements issus du Berger, de la Fromagère (Rivière -1000) et des

clapiers du Sornin (Rivière Écumante). Bien que le caractère transverse soit en grande partie lié à une fracture (Figure II.102), une autre cause peut lui être associée. L'analyse morpho-spéléologique de ces réseaux met en évidence un creusement initial en régime noyé ; ceci est particulièrement net au niveau de la Rivière Écumante (Galerie Transverse, Labyrinthe...). Cette reconnaissance permet de fixer un ancien niveau de la surface piézométrique environ 150 m en contre-haut de l'actuelle zone noyée (320 m). Cet ancien niveau piézométrique peut être, dans le contexte paléogéographique régional, rapporté à une double cause : un paléo-talweg de l'Isère qui devait alors se situer vers 450-400 m d'altitude, ou la contrainte engendrée par la masse glaciaire dans la vallée de l'Isère. La première hypothèse paraît la plus vraisemblable si on tient compte de la distribution des spéléothèmes dans la partie inférieure du Berger. En effet, si la présence glaciaire dans la vallée de l'Isère avait engendré une remontée momentanée de la surface piézométrique, on devrait avoir des spéléothèmes plus vieux que 350 000 B.P., comme dans le reste du réseau. Or ce n'est pas le cas. On peut, donc, estimer que c'est l'incision de la vallée de l'Isère qui a entraîné l'abaissement de la zone noyée et que celle-ci s'est réalisée durant la seconde moitié du Pléistocène moyen (Riss ?). Ce qui est cohérent avec le scénario morphogénique bâti à partir du fonctionnement glacio-lacustre du val de Lans-en-Vercors. Suite à cet abaissement, les conduits s'étant initialement agencés dans la zone noyée ont été parcourus par des écoulements à surface libre, comme en témoignent le surcreusement méandrique des conduites forcées, les marmites (Rivières Écumante et -1000), et la morphologie en

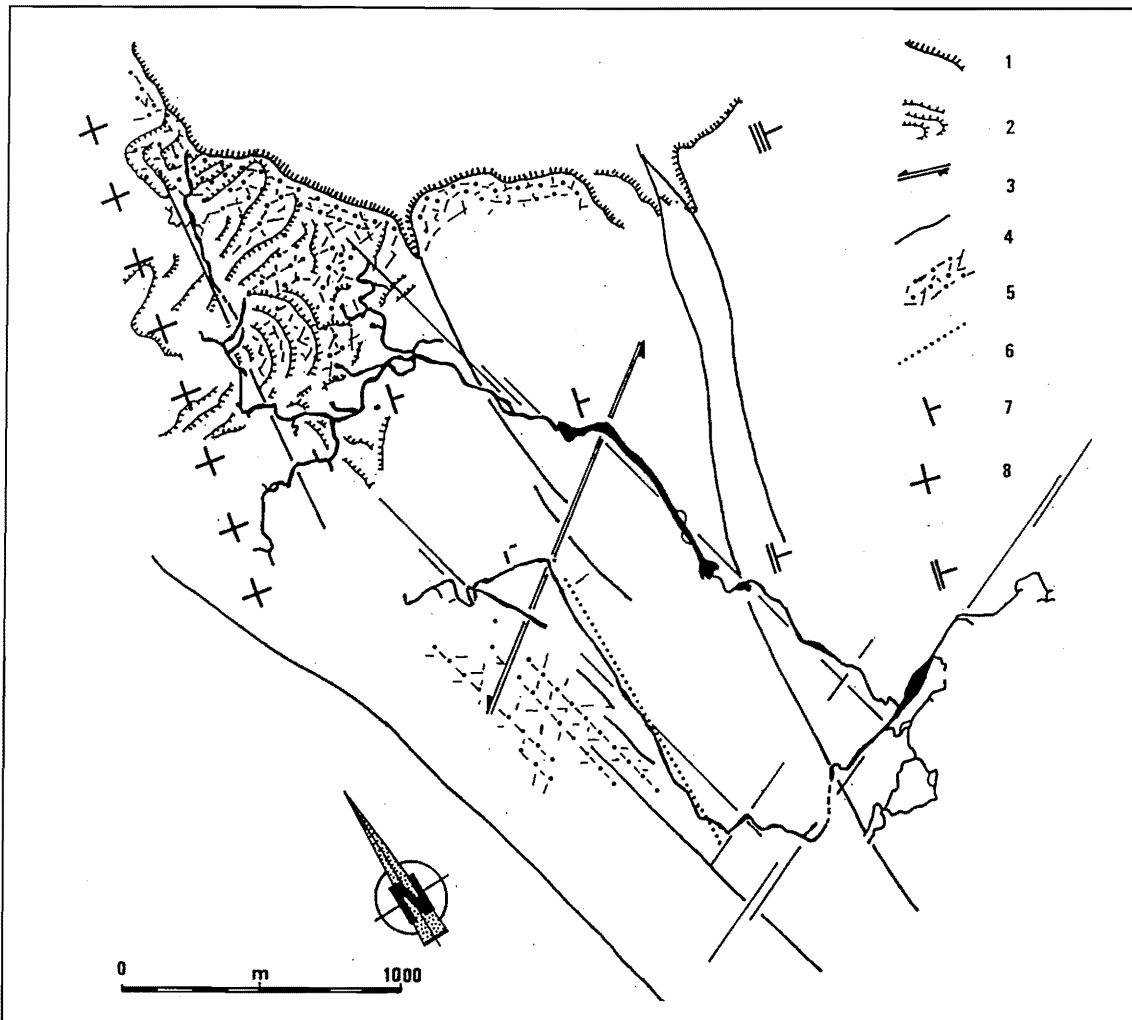


Figure II.100 - Le système souterrain du gouffre Berger-scialet de la Fromagère et le réseau de fracturation
 1 : Escarpement monoclinal ; 2 : Karst à banquettes ; 3 : Accident décrochant ; 4 : Failles ; 5 : Diaclases de décompression ; 6 : Diaclase majeure commandant le collecteur du scialet de la Fromagère ; 7 : Pendage ; 8 : Axe anticlinal.

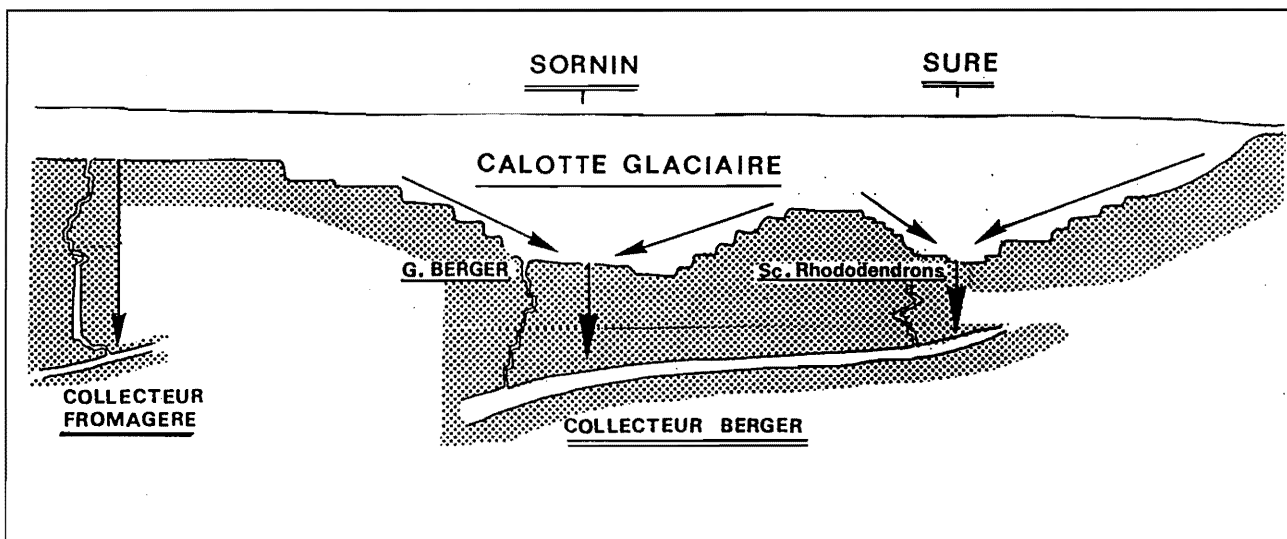


Figure II.101 : Exemple de rapport entre glacier local et grande cavité: la calotte du Sornin et le gouffre Berger

Coupe de l'anticlinal du Sornin qui fut recouvert par une calotte glaciaire lors des épisodes froids quaternaires, mettant en valeur la relation glacier-gouffre.

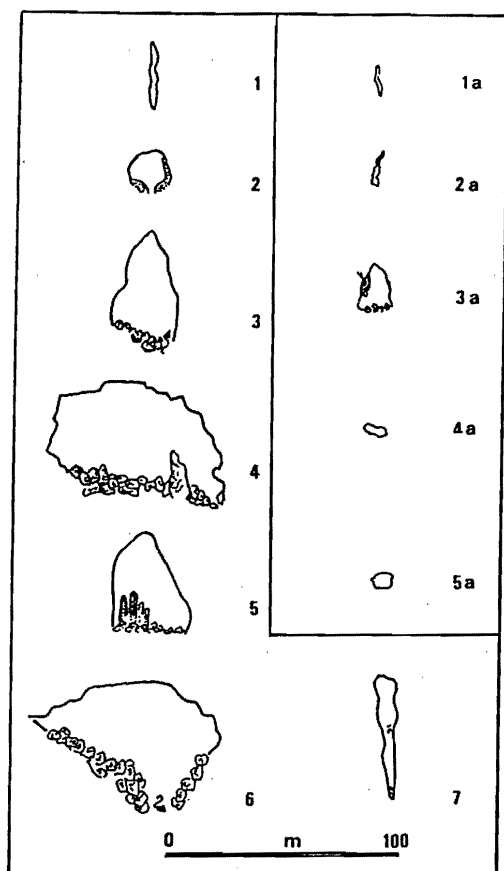


Figure II.102 - Comparaison des profils des collecteurs souterrains du Gouffre Berger et du scialet de la Fromagère

Les numéros se reportent à la figure 2.98

canyon de la galerie-aval de l'Ouragan.

De cette rapide étude du système du Sornin-Sassenage, on peut retenir l'évolution spéléogénique suivante :

- une structuration du système bien plus ancienne que celle proposée dans notre Thèse de 3ième cycle ; la présence de spéléothèmes plus vieux que 350 000 B.P. dans le collecteur du Berger comme de la Fromagère reporte, au moins, leur agencement à la première moitié du Pléistocène moyen ;
- ces collecteurs se raccordaient dans un premier temps à une zone noyée située, au moins, 150 m en contre-haut de l'actuelle surface piézométrique ;
- suite à un enfoncement du talweg de l'Isère qu'on peut, ici, rapporter à la seconde moitié du Pléistocène moyen, la zone noyée s'abaisse au moins de 150 m. L'endokarst enregistre, ici, l'approfondissement rissien de la vallée de l'Isère ;
- les oscillations climatiques pléistocènes ont rythmé l'évolution des conduits de la zone vadose. Les péjorations climatiques *s.l.* se caractérisent par une incision des réseaux méandriformes et le recul des puits ; cette érosion peut être, ici, rapportée aux écoulements

d'origine glacio-nivale. D'ailleurs, la différence de gabarit entre le collecteur du Berger et celui de la Fromagère est particulièrement démonstrative quant au rôle des eaux d'origine glaciaire dans l'évolution de la zone vadose.

4. RECONSTITUTION MORPHOGÉNIQUE DES QUATRE MONTAGNES

L'objet de cette reconstitution est de croiser les informations issues de l'étude du modelé superficiel et de l'endokarst afin de dégager un cadre morphogénique cohérent. Pour cela, nous avons choisi de prendre pour entrée les informations morphogéniques contenues dans les structures endokarstiques ; informations qui sont, par la suite, confrontées aux données du modelé extérieur. Ce choix est dû au fait que l'endokarst a clairement enregistré des événements majeurs, difficilement décelables ou exploitables à partir de la seule approche superficielle. De plus, les systèmes endokarstiques des 4 Montagnes présentent un double intérêt :

- le fait qu'ils dépendent de deux niveaux de base ayant un comportement spécifique, permet de dégager des événements paléogéographiques de premier ordre qui ont été enregistrés, à la fois, par les systèmes se raccordant à la Bourne et à l'Isère (*via* le Furon) ;
- ils permettent de mesurer l'impact des glaciations pléistocènes sur la structuration endokarstique. Cet impact peut être double. Il joue, tout d'abord, directement sur l'alimentation de l'endokarst par des apports concentrés tant d'un point de vue temporel (périodes de fusion) que spatial (sous les édifices glaciaires mobiles et au niveau des pertes). Il joue, également, sur l'évolution du réseau hydrographique (creusement, remblaiement) qui influence le niveau de base des systèmes karstiques.

Les informations morphogéniques contenues dans l'endokarst des 4 Montagnes font ressortir deux logiques communes de structuration :

- une structuration endokarstique clairement antérieure à l'incision du réseau hydrographique régional (Bourne, Furon, Isère) ;
- et, une série de restructurations dépendantes de différentes phases d'incision du réseau hydrographique.

Le fait que cette double logique soit commune aux systèmes dépendant de la Bourne (Goule Noire, Goule Blanche) et de l'Isère (*via* Furon : Bruyant) met clairement en évidence : un événement paléogéographique majeur responsable sinon de la mise en place au moins de l'incision du réseau hydrographique régional ; événement dont il reste à définir les causes qui, dans le contexte alpin, peut être soit d'ordre tectonique (soulèvement), soit d'ordre morpho-climatique (creusement glaciaire des vallées alpines). A défaut d'en définir la cause, ces systèmes endokarstiques permettent de "caler" par approches successives le canevas morphogénique suivant.

4.1. Dans l'expectative d'une dynamique hydrographique

La mise en évidence de paléodrain s.s. se développant actuellement vers 1200 à 1500 m d'altitude suppose un contexte paléogéographique complètement différent de l'actuel, assurément antérieur à l'incision généralisée du réseau hydrographique. Les exemples les plus marquants sont l'Antre de Vénus, la grotte Vallier (galerie des Fleurs Impassibles-Travaux Publics) et l'Autoroute du Soleil du Clôt d'Aspres.

La structuration des paléo-systèmes de l'Antre de Vénus et la grotte Vallier⁽¹⁾ s'est réalisée avant que les vals molassiques aient connu un creusement généralisé. Il est intéressant de relever que la structuration de ces deux cavités s'est faite selon des logiques différentes. Pour la grotte Vallier, le paléo-val d'Engins constituait le niveau de base karstique (système unaire), alors que pour l'Antre de Vénus, le paléo-val d'Autrans-Méaudre alimentait l'endokarst (système binaire). Cette double logique donne, à nos yeux, encore plus de cohérence à cette pré-structuration endokarstique dépendante des vals molassiques. Ces vals ont connu un épisode hydrographique expectante qui s'est traduit par un fonctionnement en pseudo-poljé, au moins en ce qui concerne le val d'Autrans-Méaudre. Pour le val de Villard-de-Lans - Engins, on ne dispose d'aucun élément suggérant un tel fonctionnement. Quoi qu'il en soit, le fait de retrouver dans le val d'Autrans - Méaudre un scénario similaire à celui du val médian nous paraît fondamental car il dégage une tendance régionale. Un des témoins morphologiques de ce fonctionnement est le replat de corrosion qui accidente le flanc occidental du val d'Autrans-Méaudre (replat des Feuilles). Le caractère altéré des quelques éléments molassiques présents sur ce replat suppose un contexte climatique chaud et humide. Or un tel contexte a perduré durant tout le miocène et la première partie du Pliocène (*supra* : Première Partie).

C'est donc à une période fini-miocène et/ou pliocène et antérieure à l'incision du réseau hydrographique qu'on peut rattacher le fonctionnement en pseudo-poljé des synclinaux et la mise en place de cette "première" génération endokarstique. Dans le cas de l'Antre de Vénus, la filiation entre ces deux paléo-fonctionnements apparaît clairement.

Ce calage approximatif, sur la seule base du caractère altéré de la molasse présente sur le replat de corrosion, est cohérent avec les informations contenues dans la seconde génération endokarstique qui est, elle, dépendante d'une "première" phase généralisée d'enfoncement du réseau hydrographique.

4.2. La "révélation" d'une première phase d'incision hydrographique

L'abandon de l'Antre de Vénus directement connectée au plancher molassique du val Autrans-Méaudre, le surcreusement par des écoulements à surface libre du paléo-drain du Clôt d'Aspres, et le creusement de réseaux méandriformes et de puits sous l'ancien niveau de drainage s.s. de la grotte Vallier sont l'expression d'une restructuration endokarstique provoquée par un abaissement généralisé de la zone noyée. Si on se réfère à la grotte Vallier (Ph. Audra, 1994), cet abaissement est au minimum d'une centaine de mètres. Nous rapportons cet abaissement perceptible dans les systèmes endokarstiques dépendant soit de l'Isère (*via* Furon), soit de la Bourne, à un enfoncement généralisé du réseau hydrographique dont il reste encore à définir le moteur.

Si les remplissages endokarstiques ne permettent pas d'appréhender le moteur de cette incision, ils contribuent à définir le cadre chronologique. D'après l'étude de la grotte Vallier réalisée par Ph. Audra (1994), cette première phase d'incision (donc de restructuration endokarstique) est antérieure au Pléistocène ancien. Cette cavité a été parcourue par des écoulements provenant du glacier de l'Isère ; le matériel allochtone acheminé par ces eaux d'origine glaciaire s'est déposé à la fois dans le paléodrain (qui a retrouvé une activité hydrologique) et dans les réseaux "méandriformes" sous-jacents. Ce matériel ainsi que les spéléothèmes sous- et sus-jacents sont antérieurs à 780 000 B.P. (calage par paléomagnétisme). Si on rapporte les formations stalagmitiques scellant cette séquence à un optimum climatique⁽²⁾, celles-ci sont, **au plus jeunes**, contemporaines du complexe interglaciaire Günz-Mindel. Dans cette hypothèse, le fonctionnement en perte glaciaire de la grotte Vallier est, **au plus jeune**, synchrone des glaciations du Pléistocène inférieur (Günz ?) ; ce qui reporte à un Pléistocène inférieur ancien, voire plus vraisemblablement à un Pliocène supérieur le surcreusement du paléodrain entraîné par l'incision du réseau hydrographique.

Nous rapportons également cette première incision généralisée du réseau hydrographique, l'agencement de la structuration endokarstique contemporaine du fonctionnement en drain de la galerie de Pâques du Trou Qui Souffle et de la grotte Favot. Cette structuration a pu débuter précocement (fin du fonctionnement en pseudo-poljé du val d'Autrans-Méaudre) si on se réfère à la présence dans la seule galerie de Pâques de témoins molassiques ; cette présence signifiant que les sédiments miocènes étaient encore relativement élevés dans le synclinal (≈ 1100 m).

Le fonctionnement en drain de la galerie de Pâques puis de la galerie François permet de fixer au minimum vers 1000 m d'altitude la surface piézométrique (au droit

(1) En ce qui concerne l'Autoroute du Soleil, nous n'avons pu localiser l'exutoire contemporain de son fonctionnement en drain s.s.

(2) Sur la base des relations bien établies entre optima climatiques et spéléothèmes pour la seconde moitié du Pléistocène moyen et le Pléistocène supérieur

du Trou Qui Souffle) et le point d'émergence du système karstique (Favot). Ce système permet, par déduction, de déterminer un paléo-talweg de la Bourne aux alentours de 1000 m au droit de Favot. La taille des paléodraines du Trou Qui Souffle-Favot atteste d'une relative durée de cette structure de drainage et implicitement d'une relative "stabilité"⁽¹⁾ du talweg de la Bourne. La migration progressive du fonctionnement en drain de la galerie de Pâques vers la galerie François qui appartiennent à une même structure de drainage, démontre un abaissement "progressif" d'une centaine de mètres.

Il est plus difficile d'appréhender l'évolution endokarstique du système de Goule Blanche étant donné qu'on ne lui connaît pas de paléo-exutoires de type Favot et que les réseaux dépendant de ce système se situent fort en amont (hauts reliefs orientaux) et interdisent, de fait, les relations d'ordre géométrique (altitudinal...). Il est, dès lors, délicat de raccorder le perchement des paléodraines (galerie de Juin et Autoroute du Soleil) et l'étagement des collecteurs à telle ou telle phase d'incision de la Bourne.

L'étude des cavités des hauts reliefs orientaux a pu mettre en évidence que la structuration de la zone vadose en polypuits-collecteur basal remonte **au minimum** à la première moitié du Pléistocène moyen. Ces réseaux, comme ceux du Sornin, ont permis de mesurer l'impact des glaciations pléistocènes sur l'endokarst.

4.3. Sur les impacts des glaciations pléistocènes

L'étude des hauts reliefs orientaux et du Sornin a montré la relative adéquation entre systèmes souterrains profonds et édifices glaciaires. Cette adéquation, en dehors des zones de faiblesse géologique exploitées communément par les glaciers et les eaux souterraines, semble liée à une double cause :

- la contribution des écoulements glacio-nivaux dans l'évolution spéléogénique de la zone vadose (approfondissement des méandres, creusement de shunts...). L'étagement des planchers stalagmitiques et la disposition des cascades stalagmitiques dans les systèmes à polypuits prouvent une incision des réseaux de la zone vadose durant les péjorations pléistocènes *s.l.* Cette incision peut être rapportée à un effet de concentration spatio-temporelle des écoulements d'origine glacio-nivale s'infiltrant, voire se perdant dans le karst (fonctionnement binaire temporaire). Cet effet de concentration semble avoir été particulièrement important sous les édifices glaciaires majeurs et mobiles (écoulements sous glaciaires) et dans des cas spécifiques comme les cuvettes glacio-karstiques du Sornin et de la Sure ;

- le recouplement de structures endokarstiques déjà élaborées par le creusement glaciaire. Cet effet de décapage

de la tranche supérieure facilite l'accès vers les conduits souterrains qui deviennent, dès lors, explorables. Dans ce cas, l'adéquation qui existe, est entre les édifices glaciaires et l'explorabilité de l'endokarst, et non entre les édifices glaciaires et les réseaux souterrains. Cette nuance est suffisamment importante pour être soulignée et rappeler le caractère partiel de nos observations endokarstiques invitant à la prudence quant aux interprétations.

Quelle qu'en soit la cause, dès lors qu'on n'est plus en présence d'un glacier local mobile (fournisseur en eaux sous-glaciaires et agent de creusement), cette adéquation est beaucoup moins marquée. C'est, par exemple, le cas des Hauts Plateaux du Vercors qui bien qu'ayant été recouverts par une puissante calotte (peu mobile) possèdent une faible densité de réseaux profonds. Lorsqu'ils existent, on relève deux cas de figure :

- soit, ils appartiennent à des paléostructures ayant été recoupées par la surface topographique (exemple du scialet Chassilan) ;

- soit, ils se caractérisent par le caractère particulièrement exigu des accès aux réseaux sous-jacents (exemple du scialet des Pharaons).

L'évolution des réseaux spéléologiques des 4 Montagnes ne peut être attribuée exclusivement aux eaux d'origine glacio-nivale. Si celles-ci ont fourni l'énergie nécessaire aux surcreusements des méandres, aux reculs des puits et à l'agencement de collecteurs étagés (voire de drains), le moteur de cette dynamique doit être recherché dans l'évolution du niveau de base karstique. Si le recouplement de cavités par le crêt oriental permet d'aborder l'enfoncement des vallées alpines, l'étude des formations lacustres du val de Lans-en-Vercors permet, pour sa part, de "caler" des stades d'encaissement de la Bourne.

Le recul du crêt oriental que nous avons pu appréhender grâce à l'étude des cavités recoupées, a été assurément entraîné par l'approfondissement glaciaire des vallées alpines. Ce recul du crêt oriental a eu pour effet de réduire progressivement le bassin d'alimentation karstique et de recouper d'anciens conduits de la zone vadose (grotte des 2 Sœurs, scialets des Sarrasins et de la Bulle), voire des paléodraines (Oréade, grotte Vallier). Ces cavités recoupées ont montré que ce recul s'est fait progressivement durant tout le Pléistocène.

Les formations rythmées du val de Lans-en-Vercors ont mis en évidence deux épisodes lacustres. Le plus important d'entre-eux est, sur la base des analyses polliniques, contemporain de la fin de la glaciation "mindelienne" et d'une partie du complexe interglaciaire "Mindel-Riss" ; le second est rattaché au Riss *s.l.* La présence d'une cinquantaine voire localement d'une centaine de mètres de sédiments lacustres suppose un important creusement préalable de ce val molassique que nous avons rapporté aux effets de la diffluence du glacier de l'Isère (diffluence

(1) Stabilité relativement à l'incision antérieure et à l'encaissement postérieur de la Bourne.

du Furon). Le fait que cet épisode lacustre se soit maintenu durant une partie du complexe interglaciaire, souligne la persistance de seuils de part et d'autre du val (goulet sénonien de Tancanière-Prénatier pour la Bourne ; seuil sénonien du Mas-l'Olette pour le Furon). Le niveau des terrasses lacustres permet de rapporter à ces seuils une altitude de l'ordre de 1050 m, ce qui signifie que l'encaissement basal des gorges de la Bourne était déjà en cours. On rattache à cette "seconde" phase d'incision, qui a débuté **au moins** dès la première du Pléistocène moyen, la migration de l'exutoire du système de Goule Noire (Favot → Goule Noire) et l'individualisation de Goule Blanche. Les informations spéléogéniques contenues dans la grotte Favot sont cohérentes avec ce scénario hydrographique. Les spéléothèmes présents dans ce paléo-drain sont plus vieux que 350 000 B.P., donc, **au minimum**, contemporains du complexe interglaciaire "Mindel-Riss", ce qui signifie que ce drain était déjà abandonné et que le drainage se faisait déjà en contrebas de la grotte Favot.

Trois causes et/ou moteurs potentiels ont pu engendrer cette "nouvelle" phase de creusement :

- l'approfondissement de la vallée du Rhône dont dépendait directement la Bourne jusqu'au complexe interglaciaire "Mindel-Riss" (*supra* : I Partie ; P. Mandier, 1988) ;
- la manifestation d'une phase plus prononcée de soulèvement qui, rappelons-le, s'est maintenu durant le Pléistocène et qui se poursuit (G. Meynard, 1979, 1994) ;
- la suralimentation de la Bourne par la difffluence du glacier de l'Isère (difffluence du Furon).

L'endokarst a permis de mettre en évidence "une" phase de relative "stabilité"⁽¹⁾ : la taille et la distribution altitudinale des galeries de Pâques, de François (Trou Qui Souffle) et de la grotte Favot tendent à révéler une relative persistance temporelle et spatiale de la zone noyée, et, donc, du niveau de base karstique (ici la Bourne). Et, le fait que cette structure de drainage soit perchée vis-à-vis des circulations actuelles souligne l'existence d'une "rupture" de fonctionnement (encaissement de la Bourne et restructuration endokarstique). L'idée-même de "rupture" privilégie plus les hypothèses du soulèvement et de perturbation hydrologique engendrée par la difffluence glaciaire du Furon.

Bien que nous n'ayons aucun élément permettant de l'attester, l'hypothèse d'un épisode tectonique durant le Pléistocène n'est pas à écarter. Les spéléothèmes fracturés de l'Antre de Vénus, les décalages de galeries relevés par Ph. Audra dans plusieurs cavités du Vercors (1994), voire le dysfonctionnement du drainage "actuel" signalé dans le Trou Qui Souffle (B. Lismonde, 1994, 1995) peuvent être l'expression de mouvements tectoniques durant le Pléistocène. Dans le cas où on rattache le dysfonction-

nement relevé au Trou Qui Souffle à ces mouvements, on peut alors les rapporter, au minimum, à un Pléistocène moyen ancien. En effet, les formations varvées pléistocènes du Trou Qui Souffle, expression de ce dysfonctionnement renforcé par le régime des eaux de fusion, sont présentes dans la galerie François et ses surcreusements ; ce qui signifierait que ces éventuels mouvements tectoniques seraient, à la fois, le moteur de la restructuration (donc du creusement de la Bourne) et créateur de contraintes hydrogéologiques !

La pénétration du glacier de l'Isère (difffluence du Furon) à l'intérieur du Vercors, en influençant directement l'amont du bassin versant de la Bourne a, sans nul doute, joué un rôle fondamental dans la dynamique de creusement de ce cours d'eau. Reste à définir quand a débuté cette dynamique particulière. Les éléments à notre disposition sont ténus. On sait que le creusement généralisé du val de Lans-en-Vercors est, au moins, antérieur à la fin du complexe mindélien. L'étude de la grotte Vallier a montré une sédimentation rythmée que Ph. Audra (1994) rapporte, entre-autres, à la présence de la difffluence du glacier du Furon qui aurait eu pour effet de contrarier l'émergence des eaux karstiques. Ces sédiments étant, d'après leur paléomagnétisme, antérieurs à 780 000 B.P., la dynamique glaciaire iséroise engendrant des difffluences remonterait au Pléistocène ancien. Dans cette hypothèse, la "seconde" phase de creusement de la Bourne aurait débuté dès le Pléistocène ancien et aurait été contrôlé par les successives avancées de la difffluence glaciaire du Furon. Si ce contrôle est hypothétique pour le Pléistocène inférieur et la première moitié du Pléistocène moyen, il l'est moins par la suite. Le système de terrasses étagées de la Bourne dans le Royans et l'importance de ces accumulations alluviales mettent clairement en évidence une poursuite du creusement des gorges de la Bourne. Depuis le fonctionnement lacustre du val de Lans-en-Vercors (fini-"Mindel" et début du complexe interglaciaire "Mindel-Riss"), celui-ci peut être estimé, au niveau du seuil de Tancanière-Prénatier (un des émissaires du lac de Lans-en-Vercors), à une centaine de mètres. Une part de ce creusement peut-être vraisemblablement rapportée aux incidences même du lac qui fournissait à la Bourne des eaux claires, favorables à l'incision. Une autre part peut être rapportée à la capture des eaux de la difffluence du glacier de l'Isère et du Furon au profit de la Bourne lors des péjorations "rissiennes" et würmiennes *s.l.* (barrage glaciaire dans la vallée du Furon et barrage circonstanciel de la Fauge).

L'ensemble de ce scénario bâti sur les éléments présents dans la région des 4 Montagnes doit être croisé avec celui construit à partir des Coulmes et des informations karstogéniques du Vercors méridional.

(1) Les guillemets invitent à la prudence quant aux mots utilisés. Ceux-ci manquent parfois malgré la richesse du vocabulaire et peuvent avoir un sens qu'on ne veut pas leur donner. Dans ce cas précis, on ne sait pas s'il y a eu "une" phase ou une tendance générale couvrant plusieurs phases ; par "stabilité", il faut entendre stabilité relative par rapport à "la" phase d'incision précédente et à "la" phase de creusement qui suit et dont on discute à ce niveau du texte.

CHAPITRE III

LES APPORTS DU SYSTÈME KARSTIQUE ARBOIS-BOURNILLON-LUIRE

L'objet de ce chapitre n'est pas de réaliser une étude détaillée du karst du Vercors méridional mais d'y chercher les informations permettant de compléter les canevas morphogéniques construits à partir du massif des Coulmes et de la région des 4 Montagnes.

Le lien entre ces deux entités géographiques et le Vercors méridional est la Bourne dont dépend directement le système karstique d'Arbois-Bournillon-Luire. Notre travail va prendre en compte les données karstogéniques et morphogéniques de ce système afin de les comparer à celles issues de l'étude des systèmes de Choranche et des Goules Noire et Blanche.

Les systèmes d'Archienne, de Fontaigneux, du Cholet, de la Lyonne, de Thaïs contiennent également des informations intéressantes concernant, entre-autres, la dynamique des reculées occidentales (Combe Laval, val Ste Marie, Combe Barra, Combe de Bouvante-le-haut...), l'évolution du rebord externe méridional du Vercors (avec son cortège de cavités recoupées), l'enfoncement de la Drôme (à partir des tufs de la Gervanne et de la structuration endokarstique), la karstogénèse des Monts du Matin..., mais que nous ne développerons pas car ils sont soumis à d'autres niveaux de base hydrographiques (Royans, Drôme, Rhône) qui rendent, du coup, délicates les comparaisons d'un système karstique à un autre. Ces comparaisons seront intéressantes dès lors qu'on disposera d'un cadre de référence suffisamment étayé, ce qui est l'objet de cette recherche sur le Vercors centré autour de la Bourne.

1. LE SYSTÈME KARSTIQUE ARBOIS-BOURNILLON-LUIRE

L'étude de ce système repose en grande partie sur les travaux menés depuis une quarantaine d'années par le Groupe Spéléo Valentinois sur la grotte de la Luire et plus particulièrement ceux conduits par J.J. Garnier (1961, 1990, 1996), ainsi que sur les recherches hydrogéologiques réalisées par A. Bourgin (1941, 1946) par H. Arnaud (1968), J.L. Barbier (1972), auxquels nous apporterons nos observations.

1.1. Un système hydrogéologique particulier

Le bassin d'alimentation de ce système, débouchant aux Sources d'Arbois, est important puisqu'il est évalué de l'ordre de 217 km² (comparativement celui de la Goule Noire est de 60 km²). Il draine la partie méridionale des

Hauts Plateaux (entre les failles de Peyrouse-Sarna et de Pré Peyret), le bassin de Vassieux, la dépression karstique de Loscence, le Bois de l'Allier (les assises urgoniennes) et les rebords de la dépression de la Chapelle en Vercors et du val médian (Figures II.10 et II.103). Le fond de ce val où affleurent les marnes albo-aptiennes et, plus au nord, les molasses miocènes, est drainé par la Vernaïson et son affluent, la Buyèche ; les sources karstiques de Combe-Male (émergences du Trou de l'Aygue, du Courant d'air et des Nays) et de l'Adouin ainsi que celles sourdant des formations pléistocènes (sources des Berts, des Rochas, des Trucs, des Liotards...) alimentent ce cours d'eau superficiel.

A ce vaste bassin d'alimentation karstique, il faut adjoindre le drainage de la retombée orientale (calcaires barrémo-bédouliens) des Coulmes (*supra* : Chapitre 2). Ce bassin d'alimentation annexe est d'une dizaine de km² ; ce qui porte à 227 km² l'impluvium du système Arbois-Bournillon.

Ce système karstique, qui est considéré comme le troisième de France sur la base de son débit moyen (de l'ordre de 7,8 m³/s), se caractérise par la mise en charge de trop-pleins successifs lors des périodes de hautes eaux (Figure II.103).

En étiage, l'exutoire pérenne correspond aux Sources d'Arbois qui s'ouvrent vers 405 m en rive gauche des gorges-aval de la Bourne. Cet exutoire pénétrable sur quelques mètres bute rapidement sur la zone noyée (398 m) ; ce drain s.s. a été plongé sur 260 m de longueur et jusqu'à 37 m de profondeur (F. Poggia, 1985). Le débit est d'environ 1,3 m³/s en étiage et de l'ordre de 13 m³/s en hautes eaux, mais peut monter jusqu'à 40 m³/s en périodes de crues exceptionnelles ; son débit moyen est estimé à 3,25 m³/s (J.J. Garnier, 1990).

En période de hautes eaux (dès lors que les Sources d'Arbois ont un débit supérieur à 3,5 m³/s), la grotte de Bournillon (418 m), qui s'ouvre en aval des Sources d'Arbois, fonctionne en émergence. Malgré son caractère temporaire, cette grotte a un débit moyen de l'ordre de 3,8 m³/s (soit du même ordre que l'exutoire pérenne), et peut évacuer jusqu'à 40 à 60 m³/s en hautes eaux, voire 80 m³/s !

Ce système possède un second trop plein, la grotte de la Luire, qui s'ouvre sur le flanc oriental du val médian et à une vingtaine de kilomètres au sud des exutoires d'Arbois-Bournillon. Plus que la distance entre ces points d'émergence, c'est le caractère perché de la Luire vis-à-vis d'Arbois-Bournillon qui surprend : elle s'ouvre à 880 m⁽¹⁾ soit 475 m en contre-haut de l'émergence pérenne ! Ce trop plein peut, lors de ses "crevaisons", évacuer jusqu'à 60 m³/s.

On associe, communément, à ce système l'émergence temporaire du Siphon d'Arbois (485 m) qui s'ouvre 400 m en amont et 80 m en contre-haut des Sources

(1) Le déversoir de la Luire qui correspond au sommet des puits, se situe vers 887 m, soit 7 m en contre-haut du porche d'entrée.

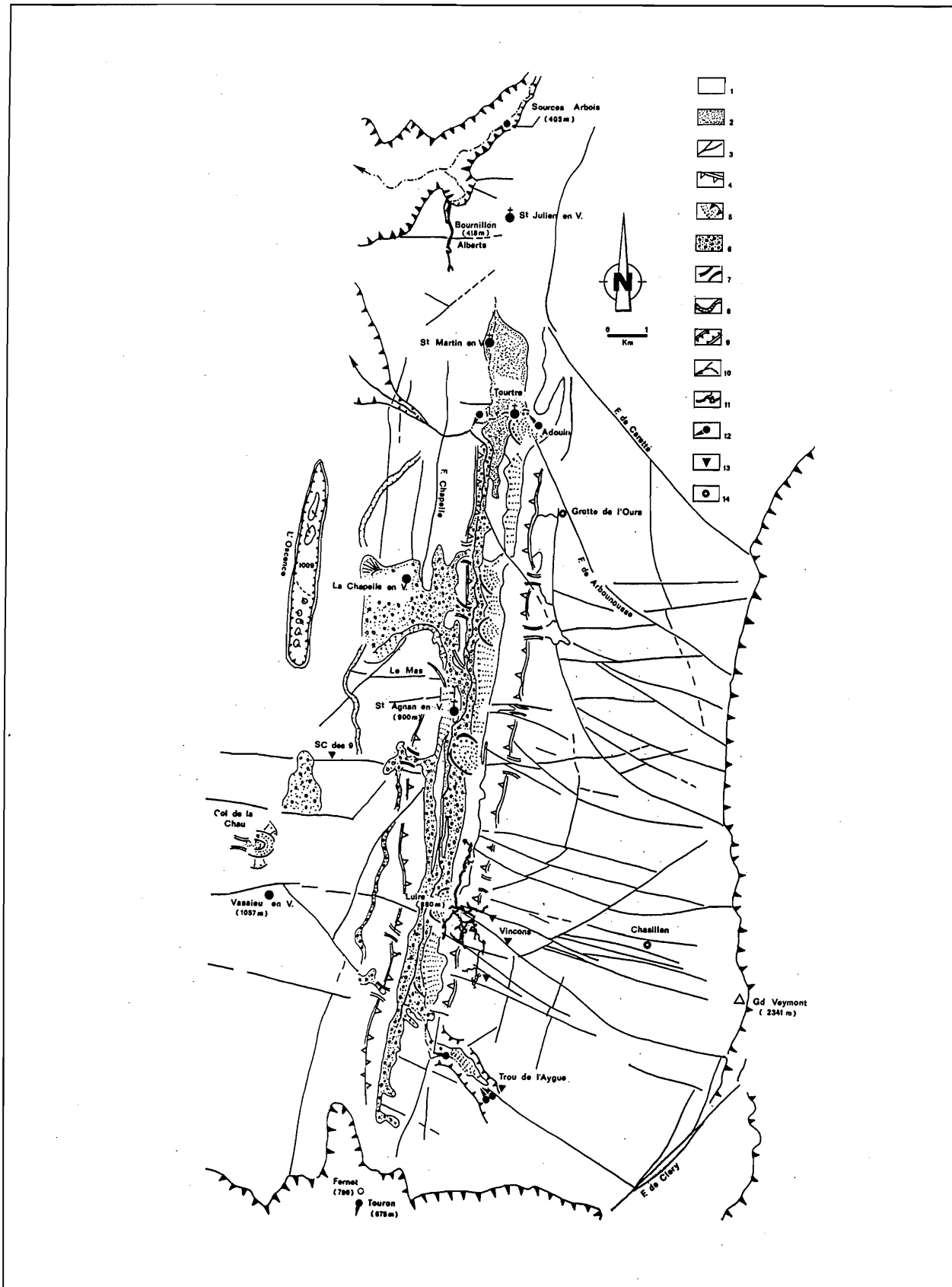


Figure II.103 - Carte morpho-karstique du système Arbois-Luire-Bournillon

1 : Roche carbonatée (Impluvium karstique) ; 2 : Molasses miocènes ; 3 : Accident tectonique ; 4 : Rebord du val médian ; 5 : Escarpement et éboulis ; 6 : Formations morainique et associée ; 7 : Col de diffluence glaciaire ; 8 : Vallée sèche ; 9 : Dépression fermée ; 10 : Ecoulement superficiel ; 11 : Réseaux souterrains (Luire et Bournillon) ; 12 : Emergence karstique ; 13 : Gouffre ; 14 : Cavité recoupée

d'Arbois. Cette cavité qui bute à -68 m (417 m d'altitude), doit connaître des mises en charge lors des périodes de hautes eaux. Néanmoins, le déversement vers l'extérieur est exceptionnel ; les débits maxima estimés seraient de l'ordre de 10 m³/s.

Les observations collectées par J.J. Garnier (1990, 1996) ont montré que si Bournillon peut être considéré comme un trop plein de la zone noyée, son fonctionnement ne correspond pas à une simple mise en charge des réseaux. Il n'existe, en effet, apparemment pas de corrélations directes entre les débits de Bournillon et des Sources d'Arbois (Figure II.104, 1990 et Tableau II.6). L'explication, qui en est communément donnée, est l'existence de plusieurs axes de drainage ayant une relative autonomie, du moins lors des périodes de hautes eaux :

- un premier axe drainant normalement la zone noyée du synclinal médian et ayant pour exutoire les Sources d'Arbois ;

- un second axe drainant le secteur Vassieux - l'Oscence - Chapelle-en-Vercors et se raccordant en étiage aux Sources d'Arbois et en période de crues à Bournillon. La vitesse de transfert d'un traçage réalisé par Ph. Rousset (1981) au niveau de la perte des égouts de Vassieux-en-Vercors, et ayant mis 48 h pour ressortir à Arbois et Bournillon, suggère un écoulement en grande partie libre ou situé à la limite de la zone noyée ; de fait, la grotte de Bournillon se situe actuellement dans la zone de battement (siphons alpha, Béta et du Métro) ;

- entre ces deux axes de drainage, ou sur un de ces axes existe une "contrainte" à l'origine de pertes de charge qui entraînent un relèvement du niveau piézométrique entre les sources d'Arbois (398 m à l'étiage) et la Luire (436 m à l'étiage). Lors des crues, cette contrainte est telle qu'elle engendre une remontée, au droit de la Luire, de plus de 480 mètres et un fonctionnement en gouffre émissif de cette cavité ("crevaillon").

A partir de l'étude de la résistivité de la Vernaison, J.L. Barbier (1972) a mis en évidence une probable alimentation temporaire de ce cours d'eau par le système karstique (lors des périodes de hautes eaux). Cette alimentation se ferait aux alentours de la côte 800 m et au droit de la faille transverse des Bachassons, soit dans un contexte semblable à celui de la Luire qui se situe également sur une faille transverse. Cette alimentation vers 800 m constituerait un stade précédant une crevaillon de la Luire.

Une autre observation intéressante (J.X. Chirossel, 1956 ; J.J. Garnier, 1990) est l'apparente corrélation existant entre les crevaillons de la Luire et le fonctionnement en émergence temporaire du Fernet (790 m) qui s'ouvrent dans l'axe du synclinal médian mais sur le rebord externe du crêt méridional (sous le col du Rousset) (Figure II.103). Cette cavité qui se développe non loin du contact du Barrémien inférieur, pourrait appartenir à une ancienne structure de drainage recoupée

par le recul du crêt et devenant fonctionnelle lors des fortes mises en charge du synclinal médian. La grotte du Tournon qui se situe en contre-bas du Fernet (675 m), pourrait être l'expression d'une réadaptation locale du drainage endokarstique : basculement des écoulements postérieur au recoupement par le crêt. Le suivi de ces cavités, parallèlement à celui des variations du niveau d'eau dans la Luire (grâce au Lurographe installé par le G.S. Valentinois), serait fort instructif.

Le fonctionnement particulier de la Luire rappelle celui étudié par B. Lismonde dans le Trou Qui Souffle. S'agit-il d'une coïncidence ou d'une particularité du Vercors ? Dans le second cas qui nous paraît plus plausible, ce "rétrécissement" de drain est-il lié à un rejeu tectonique d'accidents transverses ou à un passé karstogénique commun ? Le système de Goule Noire et d'Arbois-Bournillon dépendent d'un même niveau de base : la Bourne. L'analyse morphospéléologique peut, à défaut de résoudre les causes de ce rétrécissement, apporter des pistes de réflexion intéressantes pour appréhender le fonctionnement hydrogéologique de ce système.

1.2. L'approche morphospéléologique

1.2.1. L'empreinte d'au moins deux grandes générations de cavités

On retrouve sur le bassin d'alimentation de ce système les mêmes caractères karstogéniques que dans le massif des Coulmes et les 4 Montagnes.

1.2.1.1. D'anciennes générations de cavités

Un certain nombre de cavités, déconnectées de la structuration endokarstique actuelle et recoupées par la surface topographique ou par des réseaux à polypuits, rend compte d'une karstification dans un contexte, voire dans des contextes paléogéographiques fort différents de l'Actuel. Les exemples les plus démonstratifs sont la grotte de l'Ours et le gouffre Chassillan (Figure II.103).

La grotte de l'Ours (1375 m) s'ouvre en bordure occidentale des hauts Plateaux (col de la Sarna). Cette cavité, creusée dans les assises barrémo-bédouliennes, s'est développée le long d'une faille subméridienne. Son creusement initial s'est effectué dans une ancienne zone noyée, comme en témoignent les sections en conduites forcées. Cette cavité, après son abandon, a été le siège d'un puissant concrétionnement. Ce concrétionnement, pour l'essentiel sénile, a enregistré des mouvements tectoniques (et/ou sismiques) comme le montrent de nombreux édifices stalagmitiques tombés et fracturés. Cette cavité, qui a été ensuite recoupée par la surface topographique, corrobore l'existence d'une phase de karstification antérieure à l'incision généralisée du réseau hydrographique et ce que nous avons observé aussi bien dans les Coulmes (grosse galerie fossile de Chevaline) que dans les 4 Montagnes (Antre de Vénus, grotte Vallier,

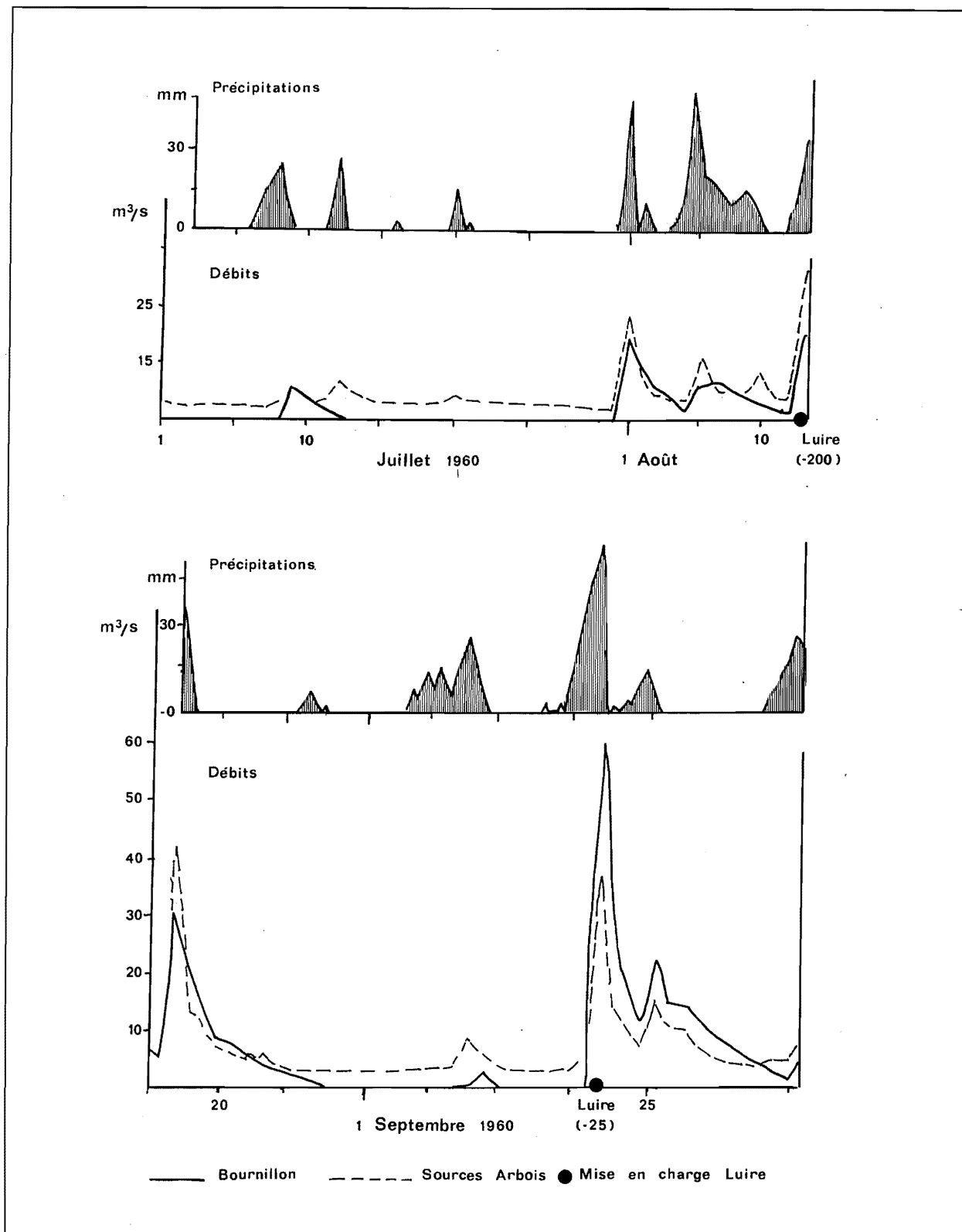


Figure II.104 - Courbes comparatives de débit entre Arbois-Bournillon et la Loire : Exemple de Juillet et Septembre 1960

Débit Bournillon	Débit Sources d'Arbois
$Q \geq 5 \text{ m}^3/\text{s}$	Q varie de 3,5 à 6,5 m^3/s
$Q \geq 10 \text{ m}^3/\text{s}$	Q varie de 4,8 à 11 m^3/s
$Q \geq 20 \text{ m}^3/\text{s}$	Q varie de 6 à 25 m^3/s

Tableau II.6 - Comparaison entre les débits de Bournillon et d'Arbois

voire l'Autoroute du Soleil).

Le gouffre Chasillan qui s'ouvre vers 1530 m sur les Hauts Plateaux, serait contemporain d'une karstification antérieure au plissement mio-pliocène du Vercors, tout au moins le réseau subhorizontal qui se développe vers -50 m. En effet, cette galerie, qui a été recoupée par un réseau à polypuits, s'est agencée initialement dans la zone noyée du karst (conduite forcée) et essentiellement au profit d'une fracturation transverse (N 110) (Figure II.105). J.L. Barbier (1978) voit là un témoin d'une phase de karstification contemporaine de l'épisode marin miocène qui n'a affecté que les zones déprimées du Vercors (pré-synclinaux). On retrouve là un scénario similaire à celui évoqué pour les Coulmes à partir d'autres indices karstogéniques (*supra* : Chap. 2).

La grotte Pabro (880 m) se développe dans un tout autre contexte géographique que celui des cavités précédentes. Celle-ci s'ouvre au pied du rebord nord-occidental de la Grande Cornouze, prolongement résiduel du Bois de l'Allier. Cette cavité correspond à un ancien drain comme en témoignent la morphologie en conduite

forcée de la galerie terminale, voire du tunnel d'entrée, ainsi que les micromorphologies de type cupules et vagues d'érosion (Figure II.106). Cet agencement initial a été fortement retouché par les phénomènes de détente-écroulement liés à la proximité du versant dont le recul a recoupé ce paléodrain. Ce recul peut être rapporté à l'engrèvement de la Bourne. Le caractère hérité de Pabro est d'autant plus marqué que cette cavité se développe aujourd'hui dans un ridicule appendice du pédoncule qu'est la Grande Cornouze. Se pose, dès lors, le problème du bassin d'alimentation de cet ancien drain. Correspond-il au Bois de l'Allier ? Est-il lié à un ancien fonctionnement en grotte-tunnel, à l'image de ce que nous avons observé dans les Coulmes ? Le développement trop peu important de cette grotte ne permet pas d'argumenter sur tel ou tel paléo-fonctionnement. Néanmoins, la présence de sables composés pour l'essentiel de quartz (colmatage sableux de la galerie terminale) et de pisolithes de fer permet de conclure à une circulation endokarstique ayant pris en charge les éléments siliceux de l'Albien et du Crétacé supérieur. Or,

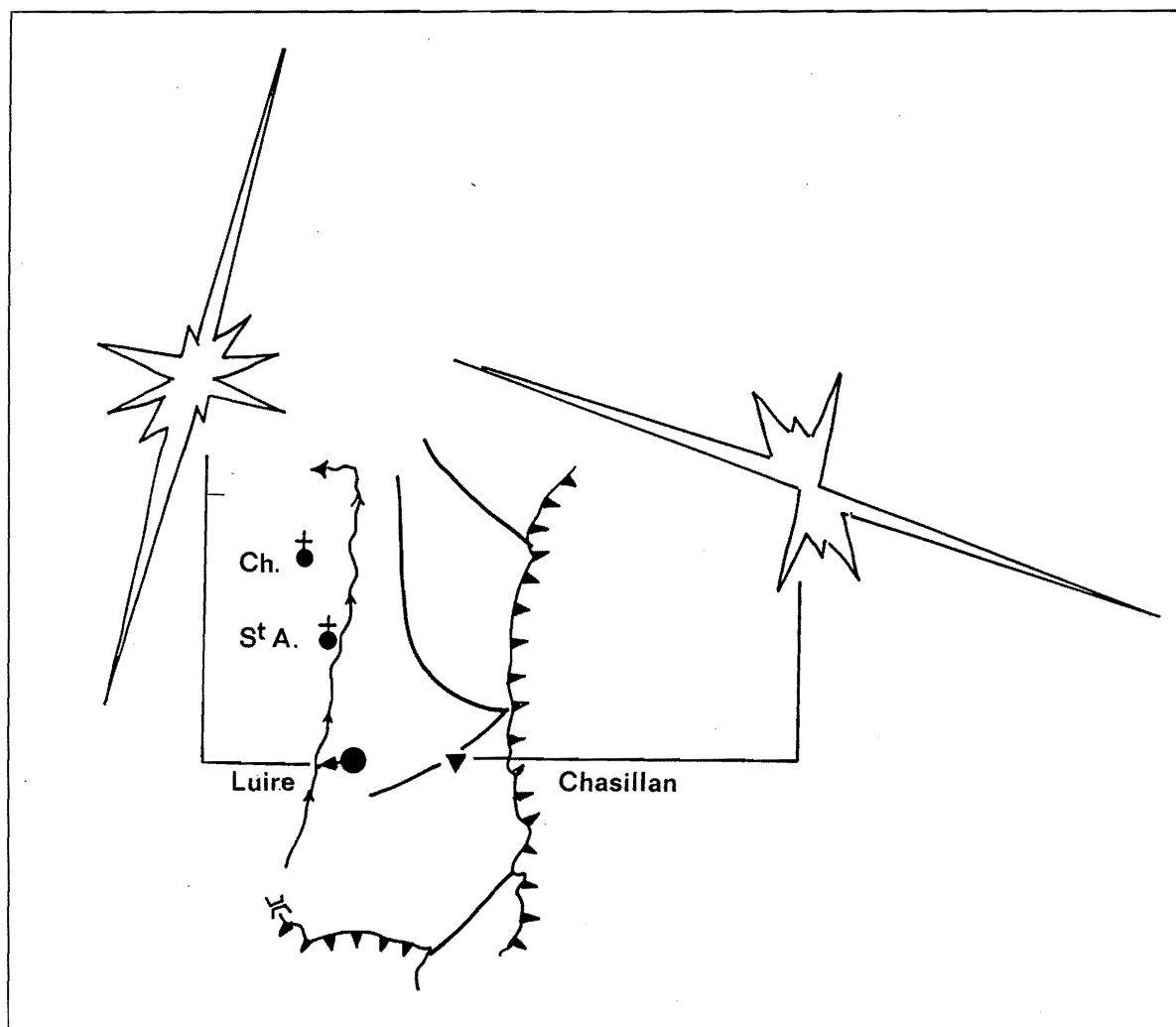


Figure II.105 - Histogrammes de direction des réseaux souterrains du scialet de Chasillan et de la grotte de la Luire

D'après J.L. Barbier, 1972

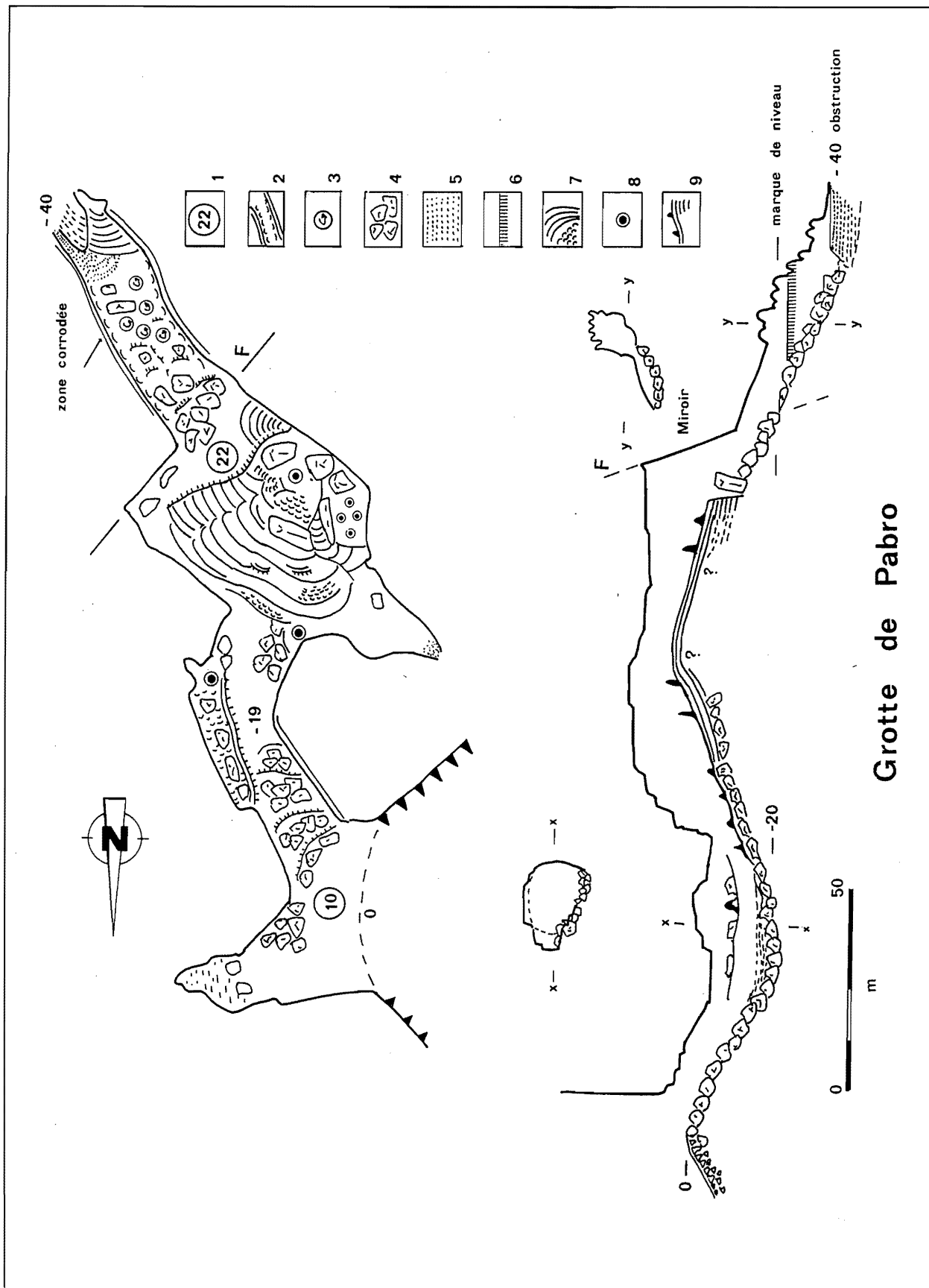


Figure II.106 - Carte morphologique de la grotte Pabro

1 : Hauteur de plafond ; 2 : Conduite forcée portant des vagues d'érosion ; 3 : Cupules de plafond ; 4 : Blocs écroulés ; 5 : Colmatage sableux ; 6 : Niveau d'eau (siphons ?) ; 7 : Coulées stalagmitiques ; 8 : Stalagmite ; 9 : Plancher-coulée stalagmitique fossilisant les blocs écroulés.

ces sédiments n'affleurent plus sur le Bois de l'Allier-Cornouze ; ils affleurent, par contre, encore sur le replat des Alberts-le Bard à l'est du Bois de l'Allier. L'ancienneté de ces écoulements est confirmée par la datation des nombreux édifices stalagmitiques présents dans cette grotte. On a relevé plusieurs générations de spéléothèmes (jusqu'à 6), toutes antérieures à 350 000 B.P. qui se sont déposées après le fonctionnement en drain de ce "tronçon" de galerie et après les phénomènes de détente-écroulement de la grande salle ; étant donné l'ampleur de cette salle, il est clair qu'une partie des blocs a été dissoute par des écoulements postérieurs. Cet enchaînement montre sans la dater l'ancienneté du fonctionnement en drain de Pabro.

1.2.1.2. Des cavités dépendantes de la Bourne

Les grottes d'Arbois, Bournillon et de la Luire appartiennent à une autre logique de structuration endokarstique ; une structuration tournée et dépendante de la Bourne. A cette structure de drainage, nous rapportons également l'agencement des cavités subverticales (gouffre Vincens, Grand Corbeau, scialet des 9, scialet Spinette...). Nous étudierons plus en détail les grottes de la Luire et de Bournillon qui permettent d'appréhender différentes étapes d'abaissement de la zone noyée commandé par l'enfoncement de la Bourne.

1.2.2. La grotte de la Luire

Cette grotte s'ouvre sur le flanc oriental du val médian qui est marqué dans sa partie méridionale par une puissante flexuration des assises crétacées (Figures : II.107, II.108 et II.109). Cette cavité, qui développe près de 34 km de réseaux dans les assises barrémobédouliennes, donne une première impression de complexité tant dans l'agencement de ses galeries que dans le sens des différents écoulements la parcourant. Nous n'aborderons pas en détail les différentes caractéristiques de ce réseau ; pour ce, nous invitons le lecteur intéressé à se reporter aux excellentes synthèses conduites par J.J. Garnier (1990, 1996).

La grotte de la Luire n'est pas plus complexe qu'une cavité comme le Trou Qui Souffle avec qui elle présente, d'ailleurs, de nombreux points communs (*supra* : Chap. 3 ; B. Lismonde 1991). Schématiquement, on peut la subdiviser en trois ensembles (Figures II.108 et II.109) :

-1- l'étage supérieur, par lequel s'écoule le torrent lors des "crevaisons", se caractérise par un développement subhorizontal dépendant de la faille transverse de la Coche-Rachier. Un réseau supérieur (grand Dôme) se raccorde à ce niveau. Cet étage, à environ 150 m en amont du porche, donne sur un petit puits qui permet d'accéder à la partie verticale de la Luire ;

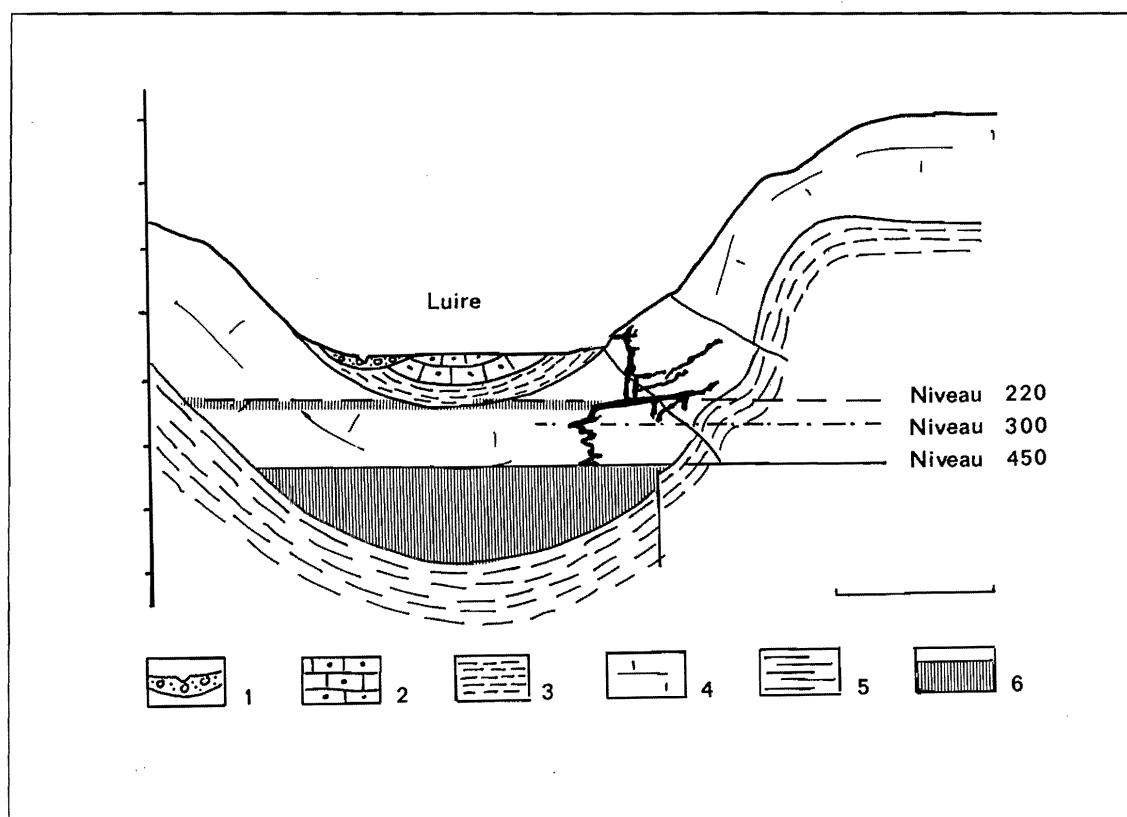


Figure II.107 - La grotte de la Luire dans son environnement litho-structural

Sur cette coupe on relève le caractère excentré des drains de la Luire par rapport à l'axe synclinal. Sont également portés sur la coupe les niveaux successifs de la surface piézométrique (niveaux 220, 300 et 450).

1 : Remblaiement alluvio-morainique ; 2 : Calcaires du Crétacé supérieur ; 3 : Marnes de l'Albien ; 4 : Calcaires de l'ensemble barrémobédoulien ; 5 : Marnes hauteriviennes ; 6 : Zone noyée actuelle.

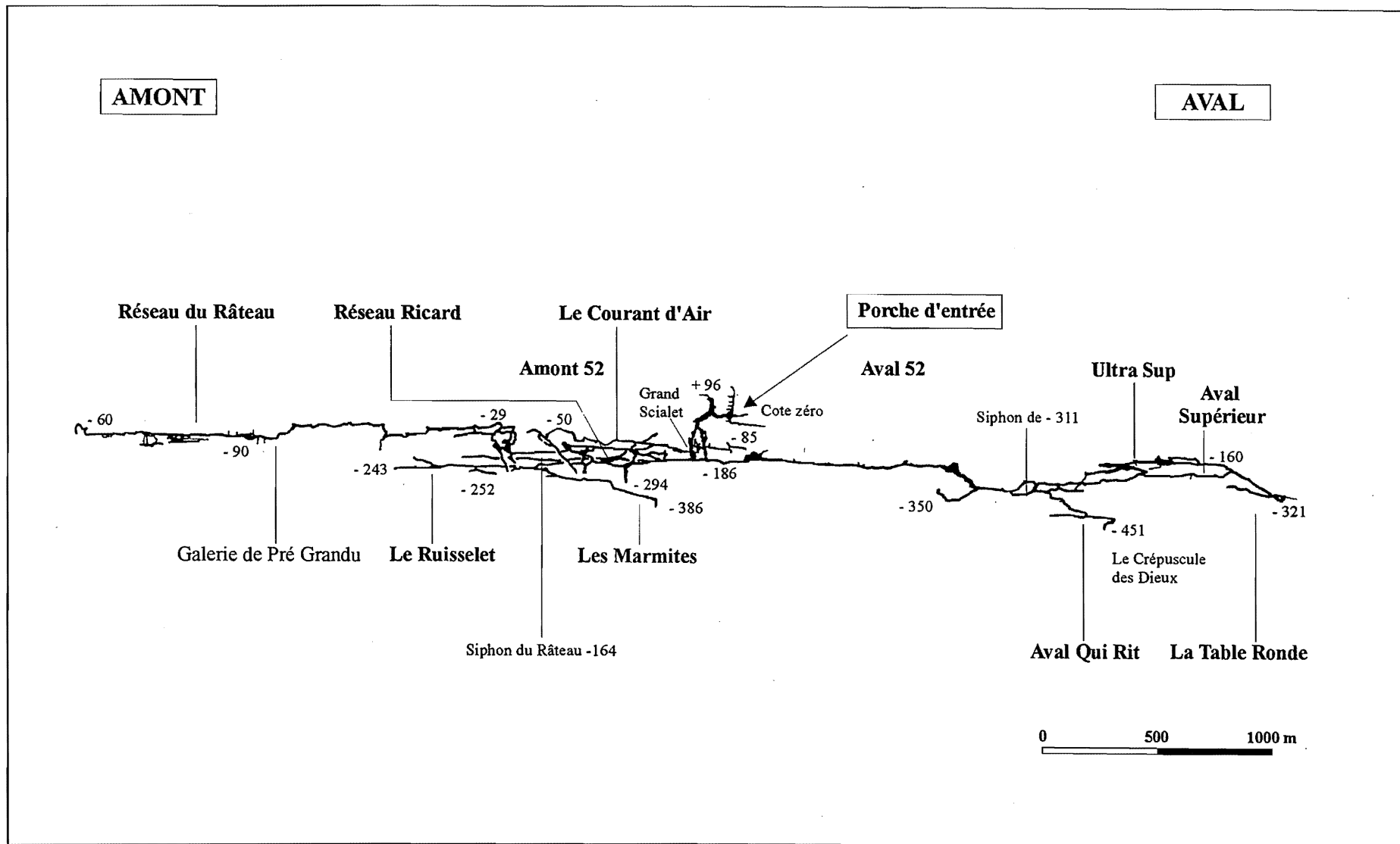


Figure II.108 - Coupe développée sud-nord de la grotte de la Luire
D'après G.S. Valentinois, 1996.

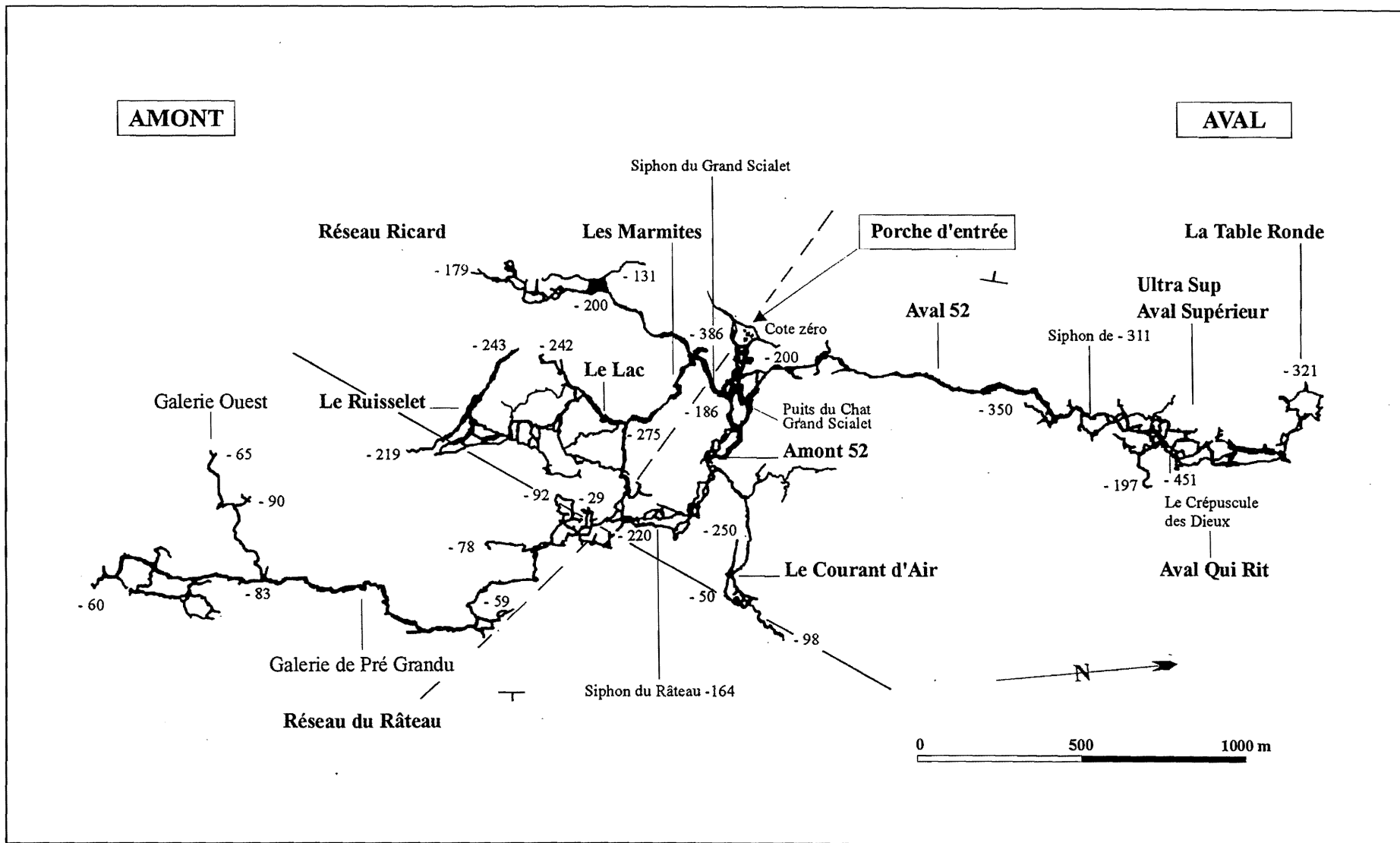


Figure II.109 - Plan de la grotte de la Luire
D'après G.S. Valentinois, 1996.

-2- la partie verticale présente un dénivelé d'environ 180 m et se caractérise par deux grands puits parallèles : le grand Scialet et le puits du Chat, respectivement de 83 m et de 69 m de profondeur. Ces puits se développent en grande partie aux dépens de fractures parallèles à la faille de la Coche-Rachier. Ces fractures qui présentent de faible rejet, sont responsables d'une zone broyage particulièrement visible vers -130 dans le "Grand Scialet". Ces puits ont été, sinon creusés, au moins fortement remodelés par les écoulements ascendants caractérisant le fonctionnement actuel de la Luire : les galets coincés dans les fissures de plafond et les cupules sont les témoins des puissantes mises en charge de cette cavité ;

-3- ces puits débouchent sur un réseau "subhorizontal" que les explorateurs ont subdivisé en galeries amont (au nord du puits du Chat) et aval (au sud de ce même puits). Nous allons nous intéresser essentiellement à cette partie de la Luire qui possède de nombreuses informations spéléogéniques.

Le réseau "inférieur" de la Luire possède une double logique d'agencement :

-1- "le" réseau principal présente un développement parallèle à l'axe du synclinal médian, en ondulant autour de la côte -200/205 m (640 m d'altitude) pour l'Amont et l'Aval 52 ;

-2- des réseaux globalement transverses (E-W) se raccordent :

- au niveau siphonnant -366 pour tout le secteur Nénuphars, Labyrinthe, galerie du Ruissellet ; ce secteur étant raccordé aux galeries méridiennes par le P. de Noël ;

- vraisemblablement à l'Amont 52 vers -296 m (puits de Crève-Cœur) pour le réseau du Courant d'air-Lionel ;

- vers l'aval, ces réseaux transverses semblent dépendre de la galerie Ultra-Supérieure.

A cette différence, s'en ajoute une autre : la morphologie en conduite forcée prévaut dans les galeries subméridiennes alors que les creusements à surface libre prédominent dans les réseaux transverses (réseaux méandriformes, conduites forcées surcreusées, marmites...). En ce qui concerne les réseaux transverses, on observe que les formes méandriformes prédominent au dessus de la cote altitudinale 700 m (-180 m) et la morphologie en trou de serrure en deçà de cette cote.

De cette brève description de la grotte de la Luire, on peut dégager le scénario spéléogénique suivant.

Les réseaux développés vers 190-200 m de profondeur suggèrent l'existence d'un ancien niveau noyé avec son paléodrain (15 Août-Amont 52-Aval 52-Salle Patonnier-Rivière Blanche) et ses systèmes annexes (Labyrinthe-Boyau des Nénuphars) auxquels se raccordaient des conduits de la zone vadose (galeries des 2 C-Glou-Glou-Rateau, galeries Lionel et du Courant d'air...).

L'existence d'une telle paléo-structure de drainage signifie que le niveau supérieur de la zone noyée surface piézométrique se situait près de 250 m en contre-haut de l'actuelle (-450 m).

L'abaissement de la zone noyée jusqu'à son niveau actuel s'est réalisé en une ou deux étapes et s'est accompagné d'un léger glissement vers l'axe synclinal (vers l'Ouest) :

- le niveau "-300" (Crève-Cœur, siphon -311, Brunhilde amont et base de la table Ronde) pourrait correspondre à une phase intermédiaire ;

- l'actuel niveau moyen de la zone noyée se situe au sud vers -366 m (Puits Noyé plongé jusqu'à -386 m), et au nord vers -451 m (siphon du Crépuscule des Dieux). Tout un réseau de raccords (galeries des Nénuphars-Marmites, galerie du Ruissellet aval, galerie du lac aval, Grandes salles-aval supérieur, galeries de l'Aval qui Rit...) qui correspond soit à de francs réseaux méandriformes, soit à des réseaux mixtes (conduites surcreusées) s'organise en direction de l'actuelle zone noyée. Il est intéressant de relever que certains de ces réseaux de raccords prolongent les réseaux de la zone vadose s'étant initialement connectés au paléodrain -220 (galeries des 2 C-Glou-Glou-Rateau, galeries Lionel et du Courant d'air...).

Le paléodrain -220 et ses systèmes annexes, dès l'abaissement de la zone noyée, ont été soumis aux processus de détente mécanique (écroulement), à des surcreusements par des écoulements à surface libre et ont été le siège de concrétionnements (galerie du Courant d'air, galerie de Noël, galerie des Nénuphars...). Ce concrétionnement apparaît antérieur aux phénomènes de mise en charge, tout au moins s'est développé durant une période où ceux-ci étaient moins importants. En effet, il est recouvert par une épaisse couche d'argile de décantation (20 cm) et il paraît peu probable que le concrétionnement ait pu se développer conjointement aux mises en charge. La présence de ce concrétionnement peut avoir une double signification :

- il correspond à une phase où les mises en charge étaient sinon absentes, du moins atténuées et peu fréquentes ;

- le dysfonctionnement hydrogéologique (mise en charge) est postérieur au concrétionnement.

Nous n'avons pas actuellement d'éléments de réponse. On pourrait en trouver dans le carottage de ces spéléothèmes : ceux-ci permettraient de voir si le concrétionnement a été ou non contrarié par des périodes de mises en charge (niveaux argileux, de discontinuité...). A partir de là, les datations de ces spéléothèmes (si plus jeunes que 350 000 B.P.) permettraient de caler le concrétionnement, voire les phénomènes de mises en charge (dans le cas de la seconde hypothèse).

Quoi qu'il en soit, la Luire met en évidence au moins

une, peut-être deux, phase(s) d'abaissement de la zone noyée qui, si elle(s) a (ont) été commandée(s) par l'enfoncement de la Bourne devrait(ent) être également perceptible(s) à l'aval du système : au niveau d'Arbois et de Bournillon.

1.2.3. Les Sources d'Arbois et la grotte de Bournillon : l'expression d'un étagement d'exutoires karstiques

Si on prend pour base l'esquisse d'évolution proposée à partir de la grotte de la Luire, on devrait retrouver au dessus de l'exutoire actuel (Sources d'Arbois, 398 m⁽¹⁾), un ou deux niveaux de paléo-drainage. La grotte de Bournillon (418 m) qui s'ouvre au fond d'une reculée de taille kilométrique située à 2 km environ en aval des Sources d'Arbois, pourrait être l'expression d'un de ces paléo-drainages.

Cette cavité (près de 6 km de réseaux) qui se développe à la base de l'Urgonien, et peut être subdivisée en deux parties qui correspondent à deux étapes importantes d'exploration (O. Decombaz, 1897 ; A. Bourgin, 1941 ; M. Chiron, 1985)(Figure II.110).

La première partie, du porche d'entrée à l'ancien terminal (la Salle "Terminale"), se caractérise par une vaste galerie dans l'ensemble chaotique où la morphologie initiale n'est visible qu'en de rares endroits (amont du seuil +19, à l'aval de l'Aiguille de Métro...) ; celle-ci s'apparente à une conduite forcée de 6 à 8 m de diamètre. La rivière, qui emprunte temporairement cette galerie, court sur son plancher chaotique mais dès que les amas de blocs prennent du volume (salles d'effondrement du seuil +19 et du Village Nègre...), elle s'écoule sous ceux-ci. Ces amas ont également pour effet de barrer les écoulements et sont à l'origine de retenues, voire de l'ennoyement de la galerie (en amont de la salle du Village Nègre et au débouché de la galerie moyenne sur la galerie Perrenot). Le concrétionnement est rare dans la galerie principale ; il est plus présent dans les galeries moyenne et supérieure. Les spéléothèmes du Village Nègre, recouverts d'une patine noirâtre, constituent une exception. Ils scellent un chaos de blocs qui a isolé ce secteur de la rivière. Leur datation donne un âge plus vieux que 350 000 B.P., ce qui signifie que l'abandon de ce paléodrain et les phénomènes d'effondrement sont bien antérieurs.

Le terme de cette première partie est le siphon de l'Aiguille de Métro. La branche de droite se désamorçe parfois et donne accès à la salle Terminale. On peut alors parcourir une galerie latérale qui bute sur un nouveau siphon. Celui-ci s'est désamorcé en 1971 et en 1985 (forts étiages). Cette "seconde" partie, parcourue pour la première fois en 1985 (M. Chiron, 1985), débute par un réseau labyrinthique en conduite forcée de modestes dimensions et recouvertes d'argile. Ce réseau donne accès à une vaste salle d'effondrement (la salle des Centaures)

dont la base correspond à un secteur siphonnant. Vers le sommet de cette salle, un réseau de laminoirs ascendants permet d'accéder à la galerie des Champs Élyséens ondulant autour de la cote +40 m (\pm 460 m d'altitude). Cette galerie de 8 à 10 m de large pour 4 à 8 de haut s'apparente à une vaste conduite forcée dont les parois, plafond et plancher sont sculptés de vagues d'érosion décimétriques. Cette galerie se dédouble vers l'amont (au niveau de la Table de Pluton, +65 m) en deux branches (Alpha et Bêta) qui sont rapidement barrées par des siphons (+ 9 m). Sur la base des plongées (F. Poggia, 1985), ceux-ci correspondent à des points bas du paléodrain ennoyés (limite supérieure de la zone noyée).

Cette rapide description permet de rapporter le creusement initial de Bournillon à un fonctionnement en drain de la zone noyée dont le niveau devait se situer au plus bas vers 460 m, si on prend pour référence les Champs Élyséens, peut-être vers 510 m si on tient compte du creusement en régime noyé de certaines galeries du réseau supérieur du "Minos Center" et de Bournillon supérieur.

Cette approche spéléomorphologique de Bournillon serait incomplète si on ne prenait pas en compte le phénomène de reculée qui est, comme nous l'avons précédemment vu (cas du Bruyant, *supra* : Chap. 3), l'expression d'une adaptation morphologique du karst à l'enfoncement de son niveau de base hydrographique. Cette adaptation répond généralement à un contexte particulier : un exutoire sous double dépendance ; dépendance par rapport au niveau de base hydrographique et au niveau de base lithologique dont le pendage est tourné vers l'amont-drainage (Figure II.111). Dans ce contexte, la reculée de Bournillon, dépendante du substratum hauterivien, a été directement commandée par l'incision de la Bourne. Si on tient compte de cette dynamique et du pendage des assises vers l'axe du synclinal médian, on peut estimer que la paléo-structure de drainage s'est agencée lorsque la Bourne se situait aux alentours de 600 m. Cette côte altitudinale d'un paléotalweg de la Bourne est cohérente, d'une part, avec la première génération de drainage relevée dans la Luire (\approx 660 m), et, d'autre part, avec le fonctionnement de Gournier en tant que drain *s.s.* du système de Choranche (*supra* : Chap. 2).

A partir de ces observations morphospéléologiques, on peut proposer le cadre d'évolution karstogénique suivant pour la structure "actuelle" de drainage karstique.

(1) L'entrée pénétrable de cette cavité est à 405 m mais le niveau noyé alimentant la Bourne se situe vers 398 m.

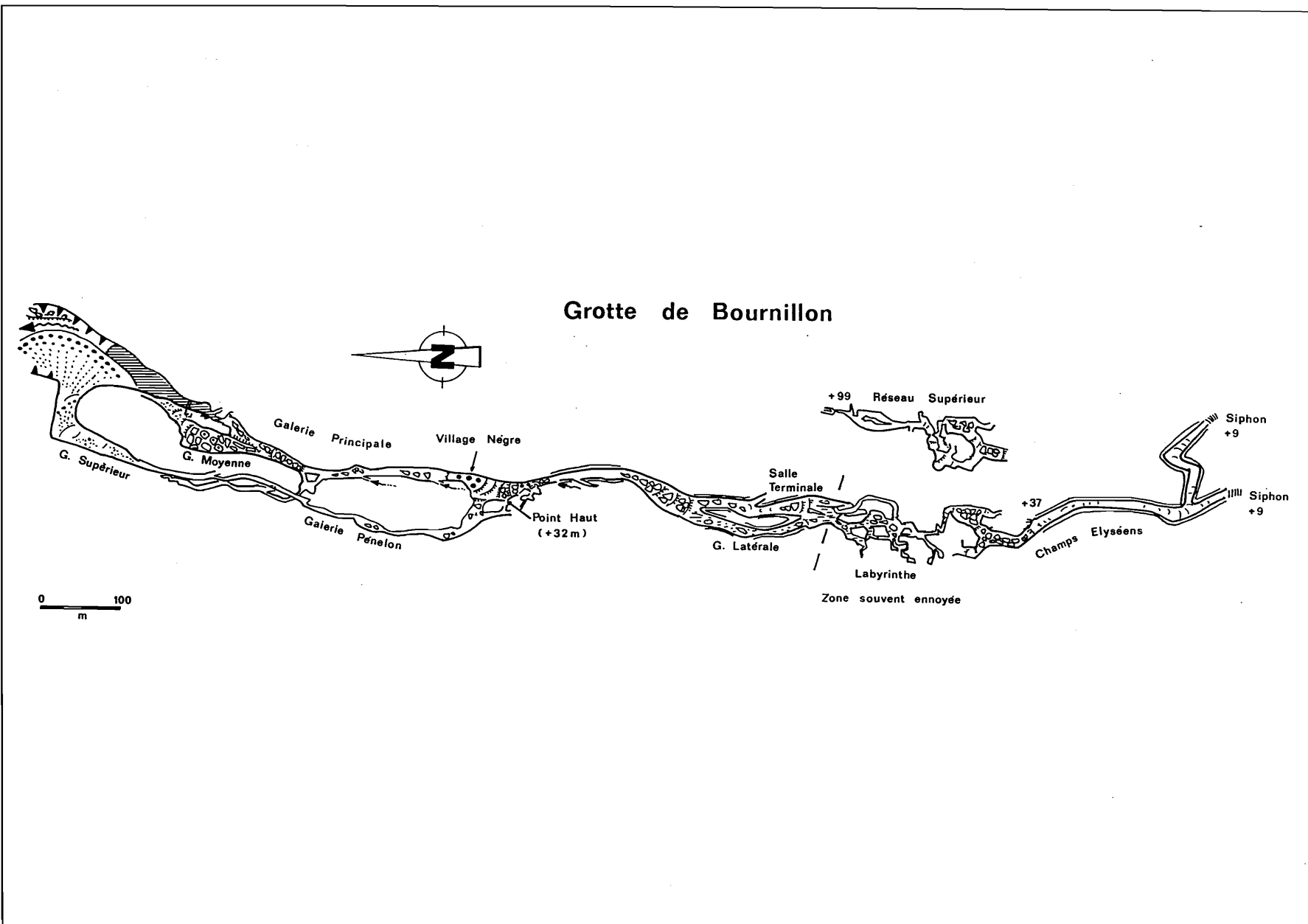


Figure II.110 - Plan morpho-spéléologique de la grotte de Bournillon

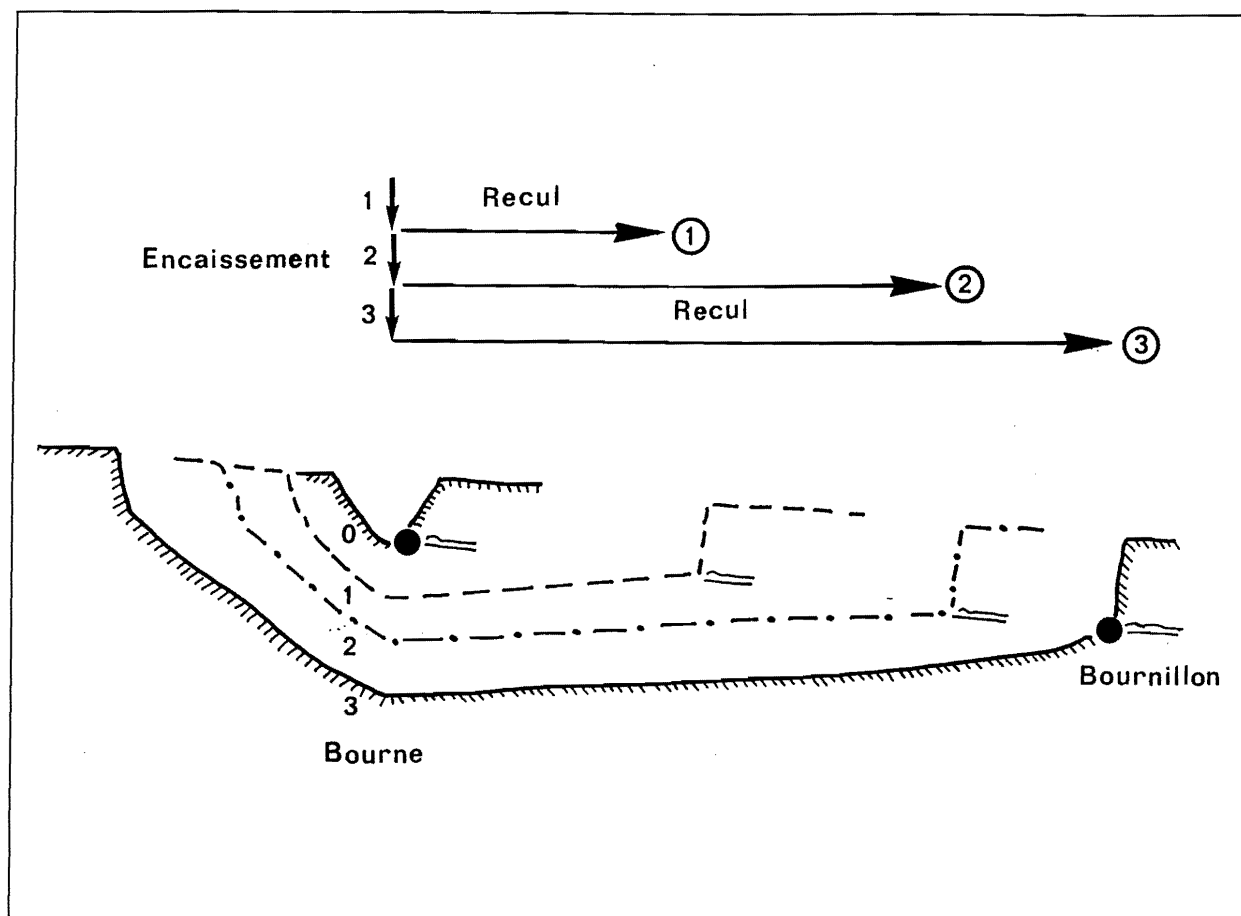


Figure II.111 - Evolution schématique de la reculée de Bournillon

1 : Limite Urgonien/Hauterivien en fonction de l'enfoncement de la Bourne ; 2 : Stades successifs de reculée ; 3 : Emergence karstique /Emergence temporaire ; 4 : Réseaux spéléologiques de Bournillon ; 5 : Migration du drainage depuis le paléo-drainage Bournillon vers le drain d'Arbois (migration effective à partir du stade 3).

1.3. Reconstitution karstogénique du système Bournillon-Arbois-Luire

Nous n'aborderons pas ici la karstogénèse précédant les systèmes de drainage dépendant de la Bourne. Nous avons, d'une part, peu étudié les paléo-cavités permettant de saisir leur fonctionnement et, d'autre part, les informations qu'elles nous fournissent, corroborent bien "la", voire plus vraisemblablement "les" phases de karstification antérieures à l'incision du réseau hydrographique ; celles-ci pouvant être, soit dépendantes du niveau de base marin miocène (Chasillan, J.L. Barbier, 1978), soit dépendantes des vals molassiques (grotte de l'Ours).

L'incision du réseau hydrographique entraîne une organisation du drainage karstique de l'ensemble méridional (Hauts-Plateaux, Vassieux, synclinal médian...) vers la Bourne. La galerie de Bournillon (anté-reculée) et la première génération de drainage de la Luire appartiendraient à une même structure karstique dépendante d'un paléo-talweg de la Bourne qui devait se

situer (au droit de "l'actuelle" reculée) au **plus bas** vers 600 m d'altitude. Le positionnement altitudinal de ce paléo-talweg de la Bourne est cohérent avec ce qui a été observé aussi bien en amont qu'en aval d'Arbois-Bournillon : les paléo-fonctionnements en drain s.s. de Favot et de Gournier.

L'incision postérieure de la Bourne est à l'origine de l'abaissement et du recul du point d'exutoire karstique : Bournillon ; au fur et à mesure du creusement de sa reculée, cette cavité continue, au moins dans un premier temps, de fonctionner en drain de la zone noyée. Cette double migration de l'exutoire a entraîné l'abaissement du niveau de la zone noyée et, implicitement, l'abandon de la première génération de drainage de la Luire (niveau 220) et le creusement de réseaux de raccordement vers la zone noyée (530 m d'altitude ?).

La reculée de Bournillon se réalise dans un premier temps en fonction du pendage des assises crétacées vers l'axe du synclinal médian, puis apparaît dépendante du prolongement septentrional de l'accident subméridien de la Chapelle-en-Vercors. La projection planimétrique de Bournillon (Figures II.112 et II.113) montre que ce

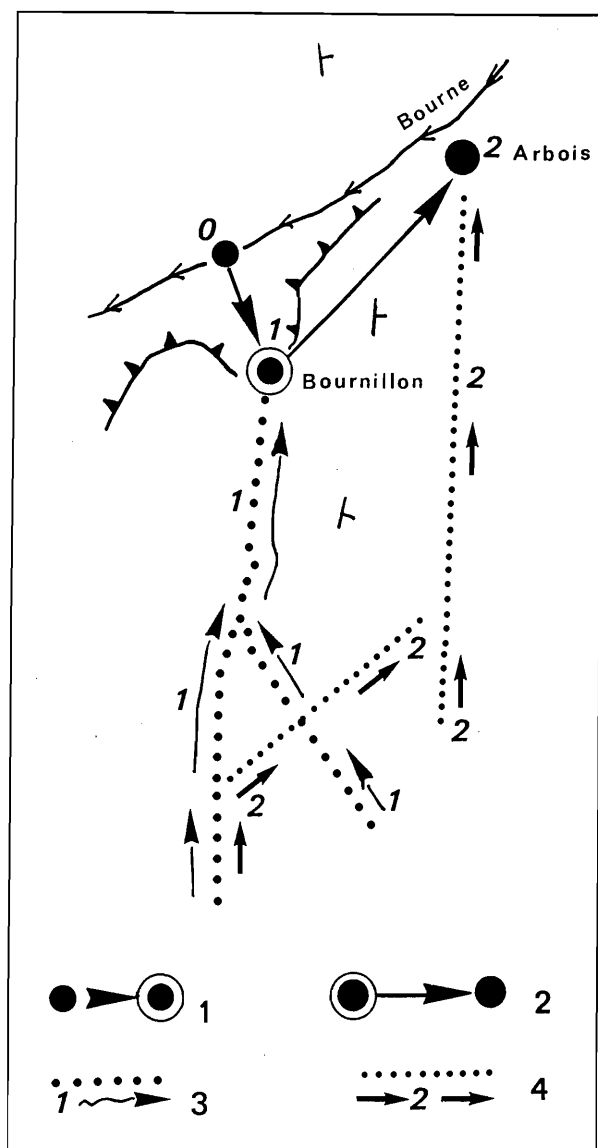


Figure II.112 - Evolution des points d'émergence du système Bournillon-Arbois et fonction de l'encaissement de la Bourne

1 : Reculée depuis le stade initial de l'exutoire (0) jusqu'à la situation actuelle de Bournillon (1) ; 2 : Migration de l'exutoire depuis Bournillon (1) vers Sources d'Arbois (2) ; 3 : Ecoulements karstiques contemporains du fonctionnement exclusif en exutoire de Bournillon ; 4 : Ecoulements karstiques contemporains du drainage actuel vers les Sources d'Arbois.

paléodrain s'est agencé le long de cet accident. Il est intéressant de relever que la mise en place de la reculée occasionne l'existence d'un point-bas vers lequel s'organise le drainage des assises sénoniennes (Moulin Marquis, grotte des Gaulois).

La poursuite de l'encaissement de la Bourne entraîne une nouvelle migration de l'exutoire mais non plus vers l'amont-pendage (reculée) mais latérale ; celui-ci venant

se positionner au plus près de l'axe du synclinal médian (Figure II.114), au contact du substratum hauterivien et du talweg de la Bourne. Ce repositionnement de l'exutoire est synchrone d'une restructuration interne du drainage endokarstique (drain dans l'axe synclinal et non plus excentré comme celui de Bournillon). Ce changement de "stratégie" (passage de la reculée à une migration transverse) est lié à deux paramètres essentiels :

- le paléodrain (Bournillon) est de plus en plus excentré par rapport à la reculée dont la dynamique est soumise au pendage ;
- le recul et l'approfondissement de la reculée par des écoulements à surface libre demande assurément beaucoup plus d'énergie que la migration endokarstique du drainage (*supra* : Livre I, I partie).

Le fonctionnement actuel de Bournillon semble suggérer que cette restructuration s'est accompagnée, dans un premier temps, d'une relative pérennité hydrologique (en pseudo-drain ou en écoulement libre) qui a entretenu le phénomène de reculée et le creusement de la galerie inférieure à l'origine de la côte altitudinale actuelle de cette cavité (base du porche).

Cette évolution du système Bournillon-Arbois-Luire présente une même logique que celles des hypothèses bâties à partir des systèmes karstiques des Coulmes et des 4 Montagnes, où on avait pu dissocier une première phase de structuration endokarstique consécutive à un premier encaissement de la Bourne et une seconde phase contemporaine de l'incision basale des gorges de la Bourne (Favot → Goule Noire, par exemple).

Cette évolution permet également de mieux appréhender le fonctionnement hydrogéologique de ce système.

Si on se réfère à la taille du drain de Bournillon⁽¹⁾ (Champs Élyséens), on peut estimer que le fonctionnement de Bournillon s'est maintenu sur une période relativement longue (à l'image des galeries de Pâque du Trou qui Souffle, et de Favot ; *supra* : Chap. 3) et que le système avait acquis un caractère relativement développé. La vitesse de transfert des écoulements (en période de hautes eaux) entre Vassieux et Bournillon qui est relativement grande (Ph. Rousset, 1981), serait l'expression du caractère fonctionnel de cette ancienne structure de drainage qui retrouverait une certaine activité hydrologique lors des hautes eaux ; on aurait, là, les deux axes de drainage suggérés par J.J. Garnier (1990) : l'un pérennement fonctionnel dans l'axe synclinal, et le second correspondant à ce paléodrain. Du fait de son tracé excentré qui avait été commandé par le degré d'incision de la Bourne et implicitement de la position du contact Urgonien-Hauterivien, le paléodrain de Bournillon aurait pour effet de drainer prioritairement les écoulements

(1) Notamment par rapport à l'actuel drain qui a été plongé par F. Poggia (1985) : Sources d'Arbois

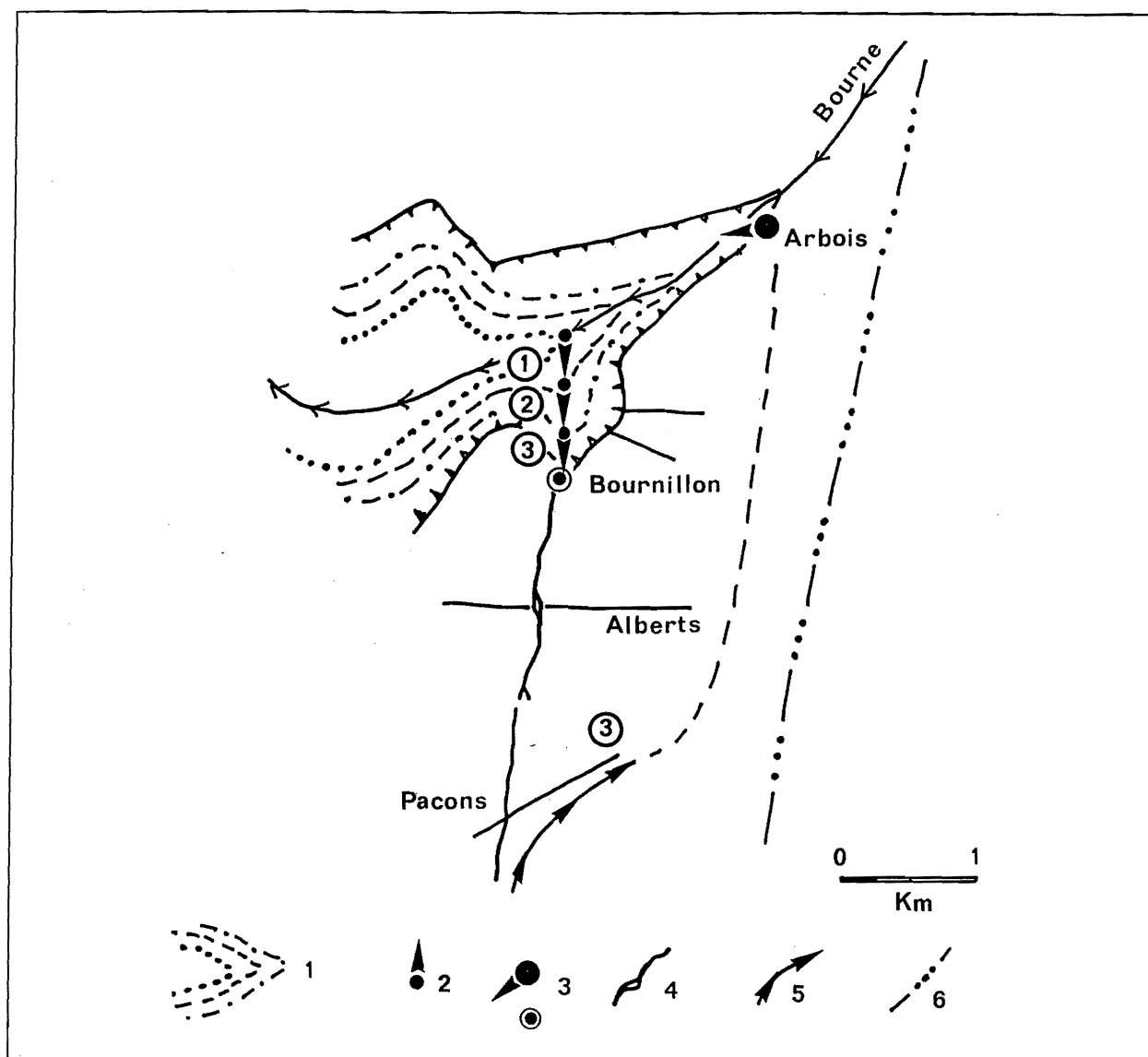


Figure II.113 - Evolution schématique du drainage Bournillon-Arbois en fonction de l'encaissement de la Bourne

1 : Stades d'enfoncement successifs de la Bourne ; 2 : Stades de reculée successifs ; 3 : Exutoire pérenne et Trop plein ; 4 : Réseau souterrain ; 5 : Drainage actuel de l'axe Vassieux-Bournillon ; 6 : Axe synclinal.

provenant des cuvettes de Vassieux, de l'Oscence et de la Chapelle qui sont, quant à eux, guidés par la faille⁽¹⁾ subméridienne de la Chapelle-en-Vercors : ces écoulements rejoignant, en étiage, le drain pérenne au delà de la faille des Pacons de direction SW-NE.

La migration de l'exutoire vers les sources d'Arbois n'a pu pour des raisons qui restent à définir, entraîner une structure totalement fonctionnelle comme en témoignent les mises en charge de la Luire. Les causes de ce

dysfonctionnement peuvent être multiples et il serait intéressant, au travers d'une étude du système hydrogéologique, de définir l'ordre et les positions potentielles de (des) contrainte(s). En l'absence d'une telle étude, on ne peut que suggérer des causes possibles. On en proposera, ici, deux : l'une d'ordre géologique, la seconde d'ordre hydrodynamique.

La première serait liée à une contrainte géologique ayant entraîné un rétrécissement du drain pérenne ; cette contrainte pouvant être rapportée à une résistance créée

⁽¹⁾ Cette faille a un effet barrant au contact du substratum hauterivien et pour le bloc situé à l'ouest de la faille.

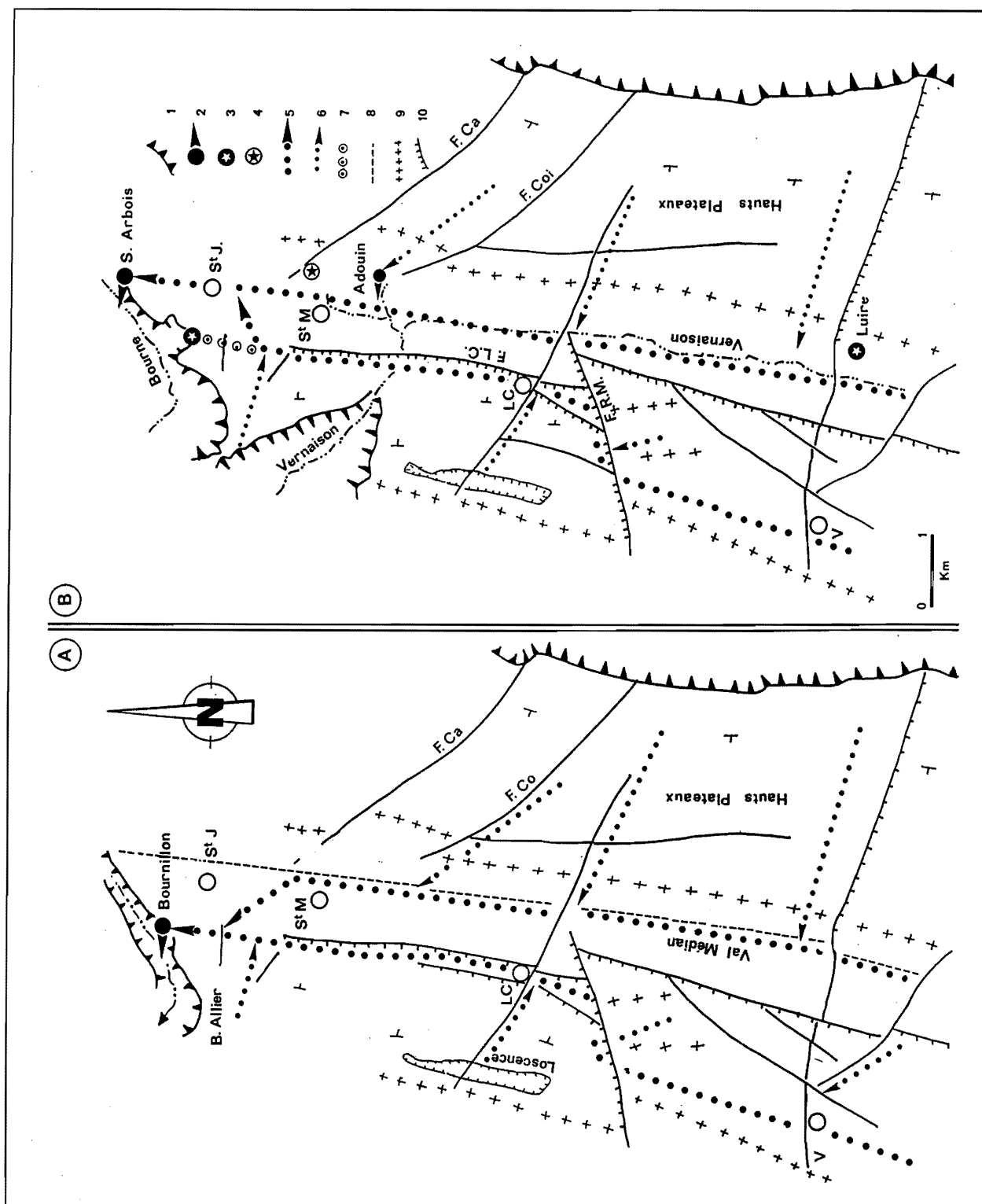


Figure II.114 - Les dysfonctionnements du drainage actuel : une refunctionalisation régulière du paléo-drain de Bournillon

1 : Escarpement bordier ou rebord de gorges ; 2 : Exutoire karstique pérenne ; 3 : Exutoire temporaire (trop-plein) ; 4 : Trop plein des Ramats ; 5 : Circulation endokarstique (collecteur et drains.s.) ; 6 : Circulations annexes se raccordant au collecteur ou drain ; 7 : Drain abandonné depuis la migration de l'exutoire karstique vers les Sources d'Arbois ; drain pouvant refunctionaliser lors des périodes de hautes eaux ; 8 : Axe synclinal ; 9 : Axe anticlinal ; 10 : Faille avec regard.

Stade A : Bournillon est l'exutoire pérenne du système karstique.

Stade B : Les Sources d'Arbois constituent l'exutoire pérenne du système : Bournillon et la Luire fonctionnent en trop-plein.

par un rejeu de faille(s) transverse(s). Or celles-ci sont particulièrement nombreuses dans la partie méridionale du bassin d'alimentation ; les plus importantes d'entre-elles étant les failles des Bachassons, de la Roche du Mas et du Pot du Play. Cette première cause potentielle est celle qui est la plus souvent évoquée. Reste, néanmoins, à trouver des témoins de rejeux de ces failles. Cette hypothèse aurait l'avantage d'expliquer l'arrêt du concrétionnement dans le paléodrain (niveau 220) de la Luire.

La seconde pourrait être rapportée à un déficit énergétique de l'endokarst vis-à-vis de la Bourne. Nous avons vu précédemment que la Bourne a disposé d'une suralimentation hydrologique qui a favorisé son encaissement basal contemporain du Pléistocène moyen et supérieur. Si on se réfère aux schémas glaciodynamiques également proposés dans le chapitre précédant, l'endokarst, notamment au niveau des Hauts-Plateaux, a, au contraire, connu un déficit en eau à cause des émissions glaciaires rejoignant le synclinal de la Vernaison ; ce détournement ayant contribué au creusement des gorges de la Vernaison (les grands et petits goulets). Est-ce que ce déficit a été suffisant pour entraîner un retard dans le développement de la structuration du drainage endokarstique qui était vers l'aval fortement sollicité par l'incision de la Bourne ? Nous n'avons pas actuellement d'éléments permettant de préciser une telle évolution.

Quoi qu'il en soit, l'incision des gorges de la Vernaison pose problème. Il existe, à nos yeux, une réelle inadéquation entre l'importance de cette entaille et l'indigence de son bassin versant s.s. qui ne dépasse pas les 30 km² (fond du val médian) ; auquel on doit, certes, adjoindre les apports karstiques de Combe Male⁽¹⁾, de l'Adouin et des Gours Ferrants. Cette inadéquation est bien moindre si on rapporte l'essentiel de l'incision de ces gorges aux péjorations pléistocènes. En effet, le glacier de la Vernaison était relativement important, comme en témoignent ses difffluences vers les bassins de Vassieux-en-Vercors et de la Chapelle-en-Vercors et le matériel morainique qu'il a charrié (rebord du val médian et bassin de la Chapelle) (carte H.T.) (A. Marnézy, 1980). Rappelons que ce glacier de la Vernaison était alimenté par celui de Combe Male et les émissaires glaciaires de la calotte des Hauts Plateaux (pas des Bouches, col de la Berche, Grand Creux, pas des Bachassons, pas de la Coche...). Dans ce contexte, cette suralimentation glaciaire (capture *via* les émissaires d'une partie des eaux météoriques des Hauts Plateaux) aurait favorisé l'encaissement de la Vernaison. Ce qui est relativement en accord avec le creusement des vallées aujourd'hui sèches de Libourne (entre les bassins de Vassieux et de la Chapelle) et de Jarjatte (entre le bassin de la Chapelle-en-Vercors et l'entrée des grands Goulets) ; creusement

rapporté aux difffluences du glacier de la Vernaison respectivement dans les bassins de Vassieux et de la Chapelle en Vercors (A. Marnézy, 1980).

Par ailleurs, l'étude du système karstique Bournillon-Arbois tend à suggérer une nette antériorité de l'incision de la Bourne par rapport à l'encaissement en gorges de la Vernaison. En effet, si on part sur l'hypothèse vraisemblable d'un axe de circulation souterraine Vassieux-Bournillon (guidé à l'est par la faille subméridienne de la Chapelle-en-Vercors) et qu'on lui affecte une cote de 650 m durant le fonctionnement en drain s.s. de Bournillon (anté-reculée), il aurait été logique que cet axe sourde au niveau des grands Goulets si ceux-ci avaient été déjà pré-entailés ; ceux-ci offrant à cet axe endokarstique un gradient hydraulique sinon supérieur au moins comparable à celui engendré par la Bourne. Cet avantage de la Bourne suggéré par la dynamique endokarstique semble appuyé par la répartition géographique d'un coléoptère troglobie : le *cytodromus* Abeille.

2. L'APPORT DE LA BIOSPÉLÉOLOGIE DANS LA RECONSTITUTION MORPHOGÉNÉTIQUE

Ce développement sur l'apport de la biospéléologie dans la reconstitution morphogénétique a essentiellement valeur d'exemple. Il repose sur un coléoptère troglobie strictement endémique du Vercors : le *cytodromus* Abeille de Perrin qui a été étudié tout d'abord par R. Jeannel (1949) puis par P. Réveillet (1980 et 1993). Ces études constituent la base de notre développement.

Le caractère endémique de ce coléoptère révèle la relative ancienneté de son installation dans le Vercors, vraisemblablement anté-Pléistocène (P. Réveillet, 1980).

Ce coléoptère troglobie n'est "actuellement" présent que dans la partie occidentale du Vercors (Coulmes, Allier, Lente, Vassieux et Font d'Urle) (Figure II.115). Cette répartition géographique est rapportée, hormis pour Font d'Urle, aux secteurs n'ayant pas été soumis aux glaciations pléistocènes. P. Réveillet (1980, 1993) explique l'absence de *cytodromus* Abeille dans les secteurs ayant été englacés pour une double cause : une cause écologique (conditions froides, absence de nourriture...) et une cause hydrodynamique (puissants écoulements voire mises en charge des réseaux souterrains) qui ont entraîné sa disparition. La présence de *cytodromus* Abeille dans la région de Font d'Urle serait due à la reconquête progressive (post-pléistocène) de ce domaine. La reconquête du Vercors oriental n'a pu, par contre, se réaliser à cause de la présence de la zone noyée du val médian (de part et d'autre de la Bourne) qui constitue pour un cavernicole terrestre un obstacle infranchissable. Cette reconnaissance des aires englacées et non englacées par un vecteur d'information

(1) Les apports de Combe Male ne sont que partiels ; une partie des écoulements semble se perdre dans l'endokarst lors de son trajet sur le *bed-rock* carbonaté (en amont du village du Rousset).

REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES DIFFERENTES ESPECES ET SOUS-ESPECES DE CYTODROMUS DU VERCORS

- *Cytodromus dapsoides* (Abeille)
- ▲ *C. henroti* Jeannel
- * *C. henroti conandi* Laneyrie
- ★ *C. henroti gallorum* nov. subsp.
- *C. ambiguus* Laneyrie

Echelle 1 5 km

--- limite probable des glaciations

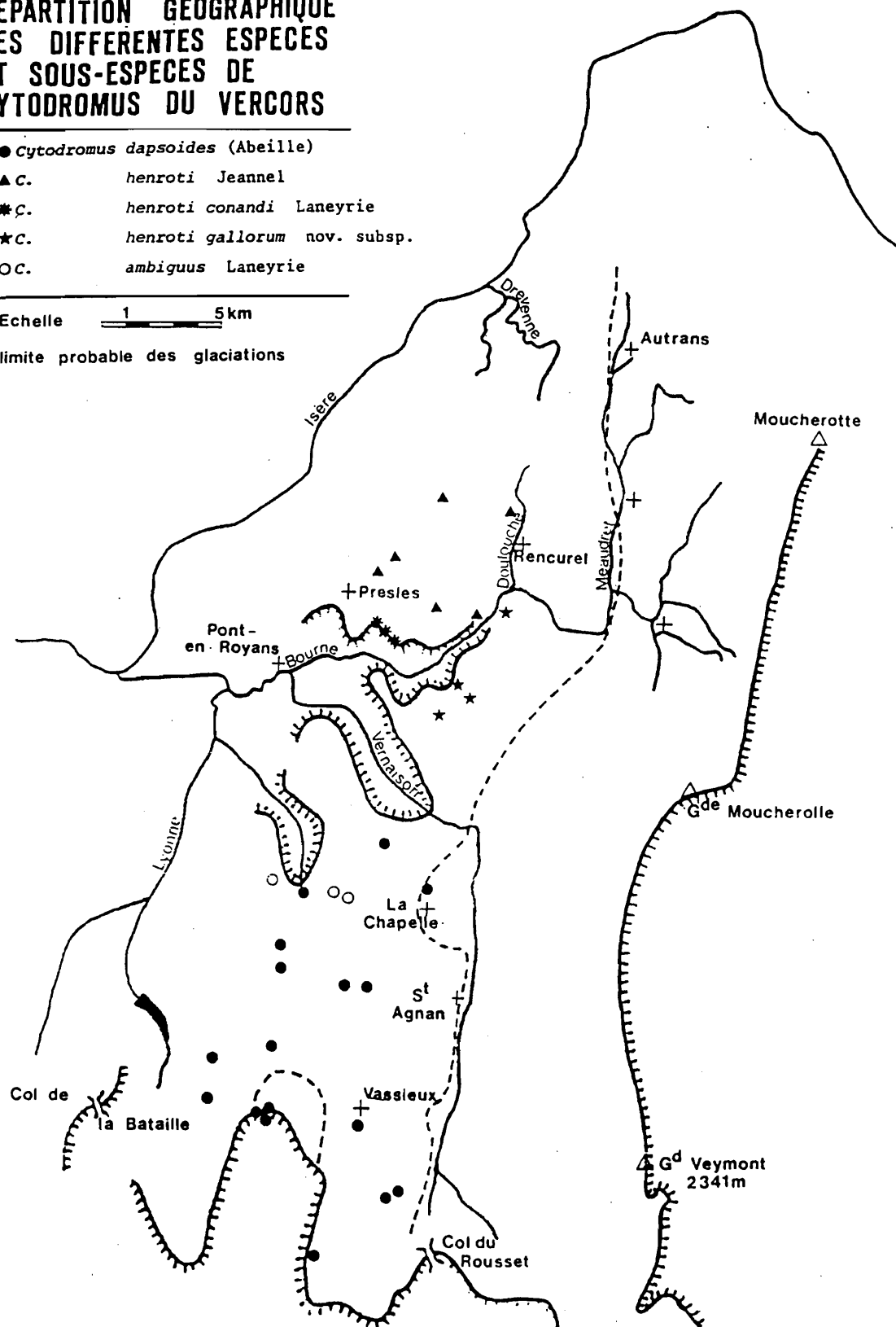


Figure II.115 - Carte de répartition du genre *Cytodromus* Abeille
 D'après P. Réveillet, 1980.

biospéleologique est suffisamment démonstrative pour être soulignée.

Plus instructive est, à nos yeux, la répartition de trois groupes d'espèces différentes (Figure II.115):

- le groupe *cytodromus* henroti ne se rencontre que dans les cavités du massif des Coulmes ;
- le groupe *cytodromus* gallorum se développe essentiellement dans la région du Bois de l'Allier-Cornouze ;
- enfin, le groupe *cytodromus* dapsoïde n'est présent qu'au sud des gorges de la Vernaison (Lente, bassin de la Chapelle en Vercors, région de Vassieux, Font d'Urle) ; cette espèce étant plus proche morphologiquement du *C. gallorum* que de *C. henroti*.

P. Réveillet rattache la répartition de ces différents groupes d'espèces à un isolement (un endémisme d'endémisme) lié soit à un accident tectonique (la faille des Alberts), soit à une "ségrégation" stratigraphique (les *C. gallorum* et *henroti* se développant dans les cavités sénoniennes et le *C. dapsoïde* dans l'endokarst urgonien). Cette répartition en fonction du contexte litho-structural peut être discutée, notamment le rôle donné à la faille transverse des Alberts. Si on se réfère à la grotte de Bournillon, celle-ci franchit apparemment sans problème cette faille (Figure S1). De plus, cette faille aurait pour fonction de mettre en contact l'endokarst urgonien et sénonien (à l'est des Combettes).

Cette répartition entre ces espèces de *cytodromus* acquiert une logique plus simple si on intègre les barrières hydrographiques que sont les gorges de la Bourne et de la Vernaison. Cette logique prend, à nos yeux, d'autant plus de sens si on tient compte du degré de spéciation de chacune de ces espèces. Le massif des Coulmes ayant été précocement isolé du reste du Vercors par l'incision de la Bourne, une première spéciation du genre *cytodromus* se développe et serait à l'origine du *C. henroti*. Au sud de la Bourne et avant l'incision de la Vernaison, la spéciation du *cytodromus* tend vers l'espèce dapsoïde. Dès lors que la Vernaison s'encaisse en gorges, elle isole le Bois de l'Allier et les colonies de *cytodromus* évoluent vers le *C. gallorum*. Ce cadre d'évolution du *cytodromus* Abeille qui reste à confirmer, tend à suggérer une incision plus récente des gorges de la Vernaison, par rapport à celles de la Bourne.

3. CONCLUSIONS

Ce chapitre prenant en compte la partie méridionale du Vercors avait uniquement pour but de fournir des informations permettant de confirmer les scénarios morphogéniques élaborés à partir des systèmes karstiques des Coulmes et des 4 Montagnes. L'objet de ce chapitre n'était pas de mener une étude détaillée de cette vaste entité géographique.

Le Vercors méridional mériterait une étude à part entière, notamment le secteur de Font d'Urle, Lente et de Combe Laval qui possède une belle cohérence karstique (même système), les vallées de la Lyonne et de la Gervanne qui dépendent de deux niveaux de base hydrographique différents (le Royans, et la Drôme) et les Monts du Matin qui donnent, à la fois, sur le Royans, et les vallées de l'Isère et du Rhône. De même, nous avons conscience de n'avoir qu'effleuré la région dépendant du bassin d'alimentation karstique de Bournillon-Arbois. Le modelé superficiel a été bien étudié par A. Marnézy (1980). Il reste à confronter ces observations et interprétations aux données endokarstiques. Le travail ne manque pas pour les futurs chercheurs.

LIVRE II

TROISIÈME PARTIE

—

CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU MASSIF DU VERCORS

TROISIÈME PARTIE

CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU MASSIF DU VERCORS

CHAPITRE I. LES APPORTS MORPHOGÉNIQUES DU KARST

1. LES APPORTS DE L'EXOKARST

- 1.1. La mise en place d'un karst à buttes dans un contexte de faible énergie gravitaire soumis à une active karstification
- 1.2. Sur le fonctionnement en poljé des dépressions synclinales
- 1.3. L'apport des morphologies glacio-karstiques

2. LES APPORTS DE L'ENDOKARST

- 2.1. L'apport des cavités décapitées et recoupées
- 2.2. Les structures de drainage dépendantes de la Bourne

3. CONCLUSIONS

CHAPITRE II. RECONSTITUTION MORPHOGÉNIQUE DU VERCORS

1. LA KARSTIFICATION MIOCÈNE

2. UNE PHASE HYDROGRAPHIQUE EXPECTANTE

3. LES TÉMOINS D'UNE "PREMIÈRE" PHASE D'INCISION MARQUÉE DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

4. L'APPRÉHENSION D'UNE SECONDE PHASE D'INCISION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DU VERCORS

5. LES IMPACTS DES GLACIATIONS PLÉISTOCÈNES DANS LA MORPHOGÈNESE DU VERCORS

- 5.1. Le rôle majeur de la diffluence du glacier de l'Isère remontant le Furon
- 5.2. La part des écoulements des calottes glaciaires dans l'évolution pléistocène du réseau hydrographique
- 5.3. Les glaciations pléistocènes et l'évolution endokarstique

CONCLUSIONS

L'étude de différentes entités géographiques dépendantes directement ou indirectement de la Bourne a permis d'appréhender, par étapes successives, le cadre morphogénique du massif du Vercors depuis le Miocène jusqu'à l'Holocène.

Cette définition morphogénique a été possible grâce à la prise en compte des informations contenues dans le modelé exo- et endokarstique.

Notre choix s'est porté intentionnellement sur les systèmes karstiques dépendant d'un même niveau de base hydrographique (la Bourne), mais ayant évolué sous différentes conditions environnementales (contexte glaciaire ou périglaciaire plus ou moins accusé durant le Pléistocène et étagement morpho-climatique actuel). Ce choix présente un double avantage. Tout d'abord, il permet de suivre l'évolution hydrographique de la Bourne : les phases d'incision devant être enregistrées par l'ensemble des systèmes karstiques (sauf dans le cas de contraintes litho-structurales spécifiques). Et, dès lors que ces systèmes présentent une même réponse structurale au moteur "Bourne", il permet de saisir l'impact du contexte environnemental sur l'évolution endokarstique (degré d'évolution, zones privilégiées d'ablation...).

Les informations karstogéniques que nous avons pu dégager, ont été ensuite croisées avec les données paléogéographiques et morphologiques, afin de définir un cadre d'évolution cohérent pour ce massif.

Dans cette conclusion générale, on s'intéressera, dans un premier temps, aux apports morphogéniques du karst, puis on proposera, dans un second temps, une synthèse de la morphogénèse du massif du Vercors.

CHAPITRE I

LES APPORTS MORPHOGÉNIQUES DU KARST

Dans cette synthèse reposant sur les conclusions des différentes entités régionales (massif des Coulmes, les 4 Montagnes, val médian méridional), nous ne développerons pas, à nouveau, l'argumentation nous ayant conduit à tel ou tel scénario d'évolution. Bien qu'ils répondent à une même dynamique, nous allons, ici, dissocier les apports de l'exokarst, puis ceux de l'endokarst.

1. LES APPORTS DE L'EXOKARST

1.1. La mise en place d'un karst à buttes dans un contexte de faible énergie gravitaire soumis à une active karstification

D'après les travaux sur la paléogéographie miocène (G. Demarcq, 1920 ; G. Latreille, 1969 ; G. Demarcq et J. Perriaux, 1984), le massif du Vercors s'apparentait à des paléorides insulaires (de type côte de Dalmatie actuelle) entre lesquelles s'avançaient des bras de mer. Le caractère détritique de la sédimentation miocène met en évidence une active érosion des reliefs émergés. La présence de matériel allochtone (Alpes internes) à l'intérieur des sédiments molassiques du Vercors⁽¹⁾ constitue un véritable atout pour notre étude. Nous l'avons utilisé comme marqueur aussi bien pour définir l'extension initiale des affleurements miocènes que pour mettre en valeur des paléo-circulations endokarstiques. L'analyse pétrographique et celle des minéraux lourds des formations superficielles nous ont ainsi permis de confirmer que les massifs des Coulmes, de l'Allier et de Lente sont restés émergés durant l'épisode marin miocène, qui a débuté au Burdigalien et a perduré jusqu'au Serravallien⁽²⁾.

C'est à ce contexte à faible énergie gravitaire (proximité du niveau de base marin) que nous rapportons, d'une part, l'agencement initial du karst à buttes qui est encore visible dans les massifs des Coulmes, de l'Allier et de Lente, et, d'autre part, une "première" phase de structuration endokarstique. Les témoins de cette structuration endokarstique sont, à titre d'exemple, les grottes de Pré Létang, de Marnat, de Pot Siva sur les Coulmes, les cavités décapitées des Combettes et de Charmatte, les grottes des Fays et des Alberts sur le Bois de l'Allier, les "scialets" de Chasillan et du Collavet sur les Hauts Plateaux... Ces cavités séniles sont toutes recoupées, voire pour certaines décapitées, par la surface

⁽¹⁾ Le matériel allochtone est particulièrement présent à proximité de la Cluse de Voreppe par laquelle s'écoulait une paléo-Isère.

⁽²⁾ Calage possible à partir du site de Pommiers la Placette.

topographique. Leur morphologie initiale en conduites forcées (visibles pour certaines d'entre-elles) traduit un agencement dans la zone noyée dont le niveau supérieur se situait à faible profondeur. Par ailleurs, le caractère actuellement perché de cet ancien niveau de zone noyée suggère un agencement antérieur au plissement et au soulèvement du massif.

1.2. Sur le fonctionnement en poljé des dépressions synclinales

L'étude des dépressions synclinales du Vercors a mis en évidence l'existence de replats de corrosion relativement perchés vis-à-vis du fond actuel des vals. Ces replats, qui ont été, parfois, définis comme des formes structurales, résultent d'un aplanissement latéral recoupant, à la fois, les calcaires sénoniens et bédouliens (à faciès urgonien) et les niveaux intermédiaires alboaptiens (sables gréseux et lumachelle). Cette morphologie est particulièrement visible sur le rebord occidental du val médian (replat des Rimets) et du val d'Autrans-Méaudre (replat des Feuilles).

Ces replats se sont agencés après la structuration chevauchante (pinçant les terrains miocènes) et avant l'incision des sédiments molassiques comme semble le suggérer leur relative cohérence altitudinale avec les hauts affleurements molassiques résiduels (Bois du Claret dans le val d'Autrans-Méaudre et Roche Brune dans le val médian). L'agencement d'une telle encoche dans la masse carbonatée résulte d'un travail latéral de la corrosion qui ne peut se réaliser qu'en présence répétée d'une nappe d'inondation. Cette dynamique rappelle celle relevée dans les grands poljés karstiques ; c'est pourquoi, nous avons rapporté ce replat à un fonctionnement en poljé des dépressions synclinales. L'étude endokarstique a montré une structuration de drainage dépendante de ce paléo-fonctionnement des vals (*infra* : apports de l'endokarst).

Ce fonctionnement a été, sur la base de la forte altération du matériel molassique présent sur le replat, rattaché à un contexte chaud et humide qui, d'après les travaux de J. Depape (1922) a perduré durant le Miocène et la première moitié du Pliocène.

La mise en évidence d'un fonctionnement en poljé des synclinaux est un des apports fondamentaux du karst dans la reconstitution morphogénique du Vercors. il révèle l'existence d'une phase hydrographique expectante⁽¹⁾.

1.3. L'apport des morphologies glacio-karstiques

Nous avons peu développé dans ce travail la description des formes karstiques ayant évolué dans un

contexte glaciaire, étant donné que nous avons largement abordé cette question dans notre Thèse de 3^e cycle (1981) et que cela avait déjà été traité par d'autres auteurs (M. Chardon, 1978, 1980 ; A. Marnézy, 1980 ; Ph. Audra, 1994).

L'étude du modelé superficiel permet de distinguer les secteurs ayant été englacés ou non et le type d'englacement.

Les glaciers locaux du Vercors ont été pour l'essentiel de type calotte du fait de la topographie peu accidentée et peu déclinée des reliefs sommitaux. Les plateaux des Ramées, de Gève, du Sornin, du Moucherotte et les Hauts Plateaux ont été recouverts par ce type de glacier qui sont à l'origine de leur morphologie, soit à fjell, soit à banquettes (carte H.T.). Lors des crues glaciaires, ces calottes alimentaient des langues qui ont profondément échançonné les rebords de ces reliefs : le col déversoir de la Chau (au dessus de Vassieux), les cols de "difffluence" sur le rebord occidental des Hauts Plateaux, et les profondes incisions de la retombée orientale du Sornin sont les exemples les plus marquants. Ces langues rejoignaient, voire alimentaient, les glaciers de "vallée" soit locaux (glaciers de l'Achard et de la Vernaison), soit isérois (cluse de Voreppe, difffluences du Drac et du Furon...).

Dès que la topographie des hauts reliefs présentait une relative déclivité, des glaciers de cirque et de "vallon" se sont agencés. Les formes les plus caractéristiques sont présentes sur le rebord oriental du val de Lans-en-Vercors - Corrençon : combe de l'Arc, combe Chaulange, combe de Pissevache, vallon du Clôt d'Aspres et de la Fauge pour ne citer que quelques exemples.

Cette différence entre glaciers plus ou moins mobiles, en dehors de son intérêt géomorphologique, est majeure pour aborder la répartition des grands systèmes souterrains. Nos recherches sur les hauts reliefs orientaux ont mis en évidence une forte corrélation entre glaciers mobiles et systèmes spéléologiques profonds. Cette adéquation peut avoir plusieurs causes. Les érosions glaciaire et endokarstique ont utilisé les mêmes faiblesses litho-structurales. La structuration endokarstique (ou son évolution) a été favorisée par les écoulements sous-glaciaires ; de fait, on relève un approfondissement des conduits de la zone vadose lors des péjorations (ou plus exactement entre les optima pléistocènes). Mais, nous avons également soulevé l'artifice que pouvait être cette adéquation entre glacier et système spéléologique. En effet, à partir du moment où on est en présence de glaciers mobiles ayant exercé une action érosive sur le bed-rock (cf. le creusement d'ombilics, les formations morainiques), on peut se demander si cette adéquation n'est pas due à la pénétrabilité de l'endokarst (d'un point de vue spéléologique) ; pénétrabilité facilitée par le décapage de la tranche supérieure du karst et le recoupement de conduits déjà élaborés de la zone d'infiltration.

(1) Par phase hydrographique expectante, nous entendons une période de non incision du réseau hydrographique initial.

La persistance de ces modèles exokarstiques ayant évolué dans des contextes climatiques et dynamiques fort différents est un des atouts du karst. Cela peut être, dans d'autres circonstances, un handicap notamment lorsque le karst a évolué dans des contextes peu différenciés soit d'ordre dynamique, soit d'ordre climatique. Cette persistance du modèle exokarstique fait référence au concept d'immunité abordé dans le Livre I (II partie, Chap. 1) et au positionnement de la dissolution.

Le relief à buttes et les replats de corrosion sur les rebords des vals résultent d'une action privilégiée de la dissolution dans la tranche supérieure du karst. La conservation de ces morphologies tertiaires est, entre autres, liée au développement de la structuration endokarstique et à une migration de l'action érosive des eaux préservant ainsi l'exokarst. La conservation des morphologies glaciaires est, quant à elle, liée à la préexistence d'une structure karstique développée : la dissolution retouchant peu le modèle issu de l'action des glaces.

Cette persistance des modèles exokarstiques rappelle, si besoin est, l'importante relation d'interdépendance qui existe entre karst superficiel et karst profond et les nombreuses boucles de rétroaction entre ces deux expressions physiques d'une même dynamique systémique.

2. LES APPORTS DE L'ENDOKARST

Directement liée à notre approche du monde souterrain (*supra* : Livre I, I Partie), l'étude endokarstique du Vercors avait pour principal objet la reconnaissance des structures de drainage karstique, anciennes et actuelles. Cette reconnaissance étant, pour nous, un des moyens de saisir l'évolution du réseau hydrographique et, de là, l'évolution morphogénique. Nous n'avons pu travailler comme nous l'aurions voulu sur la compréhension du fonctionnement actuel des différents systèmes karstiques de ce massif. La cause principale est l'absence de données continues sur le régime et l'hydrochimie des différentes émergences de ce massif. Or en l'absence de ces données et pour les raisons évoquées dans le Livre I (*supra* : II Partie, Chap.1), il nous paraissait peu crédible d'aborder la dynamique actuelle du karst. Cet écueil devrait être moindre dans les années à venir, suite au suivi de Goule Noire réalisée depuis cette année par B. Lismonde, au suivi du fonctionnement hydrogéologique de la Luire par le G.S. Valentinois (J.J. Garnier), et grâce à la station de mesure installée dans la grotte de Coufin (J.L. Destombes, J.L. Peiry, J.J. Delannoy, A. Thomas). Par ailleurs, vis-à-vis de l'objet géomorphologique de notre recherche, la compréhension des différentes phases de structuration endokarstique nous paraissait un bon vecteur d'information karstogénique. Le second vecteur que nous avons particulièrement exploité, correspond aux remplissages présents dans les paléo-structures de

drainage : ces remplissages pouvant nous donner des informations sur leur fonctionnement en drain s.s. et sur leur évolution postérieure (dans la zone vadose). C'est essentiellement autour de ces deux vecteurs que nous avons construit l'étude du karst souterrain.

2.1 L'apport des cavités décapitées et recoupées

L'évolution de la surface topographique, notamment des versants se raccordant aux vallées périphériques (Gresse, Drac, Isère, Drôme) et internes (Furon, Bourne, Vernaion...) a eu pour effet de recouper d'anciennes structures de drainage endokarstique et de permettre leur exploration spéléologique.

Ces cavités ont permis de dégager au moins deux générations de structuration endokarstique antérieures à l'enfoncement du réseau hydrographique "actuel".

La première génération, déjà évoquée dans le paragraphe sur le karst à buttes miocènes, correspond à des cavités comme les grottes de Pré Létang (Figure II.39), de l'Ours, de Chasillan qui se sont mises en place dans un contexte morpho-structural différent de l'Actuel. On rapporte cette première génération à une phase de karstification contemporaine de l'épisode marin miocène à partir d'arguments altitudinaux, structuraux (failles transverses et déformations) et chronologiques (recoupement par les versants se raccordant aux "poljés" synclinaux)

La seconde génération est plus intéressante d'un point de vue morphologique car elle est en relation directe avec la phase hydrographique expectante à laquelle nous avons attribué le fonctionnement en poljé des vals molassiques. Nous avons pu dissocier deux familles de cavités dépendantes des vals molassiques. La première correspond aux cavités pour lesquelles les vals molassiques constituaient le niveau de base karstique. Le paléo-drain de la grotte Vallier entre dans cette catégorie. Le creusement initial de la grotte de la Luire et des sources de l'Adouin pourrait répondre à une même dynamique. La seconde famille répond aux cavités ayant été alimentées par les eaux drainant les vals molassiques. La reconnaissance de cette seconde famille repose, à la fois, sur des critères topographiques (relative cohérence altitudinale entre les replats de corrosion et les paléodrains) et sur la présence de matériel molassique dans ces anciens drains ; les exemples les plus marquants étant l'Antre de Vénus, la Grosse Galerie Fossile de Coufin-Chevaline (Figure II.47).

Cette seconde génération est, par son agencement, clairement antérieure à l'incision du réseau hydrographique, notamment de la Bourne. Elle met en évidence un recoupement transverse et souterrain des structures anticlinales.

2.2. Les structures de drainage dépendantes de la Bourne

L'étude spéléomorphologique a permis de définir plusieurs générations de structures endokarstiques dépendantes du réseau hydrographique actuel. Pour les systèmes karstiques dépendant de la Bourne, on relève systématiquement deux grandes générations : la première perchée à 200-300 m au dessus du talweg "actuel" et la seconde se raccordant au talweg "actuel".

La première génération est perceptible, à la fois, à l'intérieur du système karstique et au point d'exutoire. Ce sont, pour mémoire et à titre d'exemples, les paléodraines de Pâques et de François du Trou Qui Souffle et de Favot ; les paléodraines de la Luire (niveau -220 m) et son paléo-exutoire : Bournillon (anté-reculée) ; le paléodrain de Gournier et ses systèmes annexes de Coufin (Gruyères) et de Chevaline (Rivière suspendue)...

La distribution altitudinale, tant interne qu'externe (exutoire) de ces paléostructures appartenant à des systèmes différents mais tous dépendants de la Bourne (niveau de base karstique), permet de reconstituer le profil longitudinal d'une paléo-Bourne qui s'écoulait 200 à 300 m au dessus du talweg actuel.

Cette première structuration du drainage karstique vers la Bourne révèle un fait majeur : une importante phase de creusement du réseau hydrographique, notamment au regard de la situation précédemment appréhendée (fonctionnement en poljés des synclinaux molassiques).

La seconde génération structurée vers l'actuel talweg de la Bourne témoigne d'une "seconde" phase de creusement de ce cours d'eau.

On retrouve un scénario similaire mais plus délicat à saisir pour les systèmes dépendants du Furon.

Ces deux générations de structures endokarstiques mettent, par ailleurs, clairement en évidence le rôle prédominant de la Bourne en tant que niveau de base karstique (l'essentiel du drainage karstique est tourné vers ce cours d'eau) et en tant que moteur karstogénique.

Cette prédominance de la Bourne est essentiellement liée à une cause structurale : la gouttière synclinale de la Bourne qui a favorisé la mise en place d'un réseau hydrographique transverse, et vers laquelle s'abaissent les gouttières synclinales. A cette cause structurale, s'ajoute la prédominance du creusement de la Bourne, notamment vis-à-vis de la Vernaion.

L'étude des remplissages endokarstiques permet d'affirmer que la migration du drainage entre ces deux générations était enclenchée dès le Pléistocène moyen.

L'étude de ces remplissages a également permis de confirmer l'existence d'une bonne corrélation existant

dans les massifs alpins entre les spéléothèmes et les phases pléistocènes de climat tempéré, voire chaud ; corrélation qui avait déjà été mise en valeur dans les Alpes, notamment par R. Maire (1990). La distribution des spéléothèmes a, par ailleurs, permis de rapporter aux péjorations pléistocènes l'incision basale des conduits de la zone vadose (méandres, galeries en trou de serrure...), voire le creusement de "shunts" (puits...). Dans le Vercors, il est plus difficile d'appréhender le rôle de ces mêmes péjorations dans l'évolution de la zone noyée. Les varves carbonatées, communément rapportées à un engorgement du karst par les eaux de fusion nivoglacière, sont présentes pour des causes différentes ; dans le cas du Trou Qui Souffle, elles sont l'expression d'un dysfonctionnement de la structure de drainage (dysfonctionnement qui persiste de nos jours) alors que dans le cas de la grotte Vallier, elles seraient liées à un effet de barrage à la sortie du système (Bruyant) provoqué par la diffuence du glacier de l'Isère (dans la vallée du Furon).

3. CONCLUSIONS

La reconnaissance de plusieurs générations cohérentes de structures de drainage endokarstique a permis de fixer les différents niveaux de base qui ont commandé l'évolution karstogénique et morphogénique du Vercors. Ceux ci ont été la mer miocène, les vals molassiques (post-plissement alpin), puis le réseau hydrographique "actuel".

Ces structures ont également permis de démontrer la rapide prédominance de la Bourne qui s'est manifestée dès l'incision du réseau hydrographique régional. Ce rôle de la Bourne est un des éléments fondamentaux dans la compréhension du karst et de l'évolution morphologique du Vercors. L'étagement des structures de drainage karstique dans la vallée de la Bourne permet de rapporter "sa" première phase de creusement à un Pléistocène inférieur, voire plus vraisemblablement au Pliocène supérieur. Cet étagement permet également de rattacher "la" seconde phase de creusement au Pléistocène.

Les réseaux recoupés par le recul du rebord externe permettent également d'appréhender l'incision progressive des vallées alpines. Rappelons qu'au Pléistocène ancien, le glacier de l'Isère atteignait au moins la cote 1550 m si on se réfère au matériel alpin présent dans la grotte Vallier.

Ces différentes mémoires karstiques ont pour intérêt, à défaut de préciser les moteurs de l'enfoncement du réseau hydrographique, de poser des jalons dans l'agencement et l'évolution géomorphologiques. Ces jalons croisés avec les informations du modelé superficiel permettent de proposer une reconstitution morphogénique cohérente pour le massif du Vercors.

CHAPITRE II**RECONSTITUTION MORPHOGÉNIQUE DU VERCORS**

Nous présenterons une synthèse de la morphogénèse du massif du Vercors en prenant en compte les apports du karst et les données du modelé superficiel. Nous faisons débiter cette reconstitution dès la première phase de karstification qui a débuté durant l'épisode marin miocène.

1. LA KARSTIFICATION MIOCÈNE

Les mouvements pyrénéo-provençaux (Crétacé terminal-Paléocène) sont responsables d'une première structuration du Vercors caractérisée par deux familles d'accidents. La première famille correspond à des accidents transverses comme les gouttières synclinales de la Bourne ou de la Drôme et à des failles comme celles de Carette, Cléry ou de Jasneuf qui vont, les unes comme les autres, jouer un grand rôle dans l'organisation hydrogéologique (Figure II.7). A ces accidents transverses, il faut adjoindre des déformations subméridiennes plus ou moins parallèles aux failles majeures de l'Isère et de Menée : ces déformations préfigurent les futurs plis anticlinaux et synclinaux du Vercors.

Un des moteurs de la transgression marine miocène dans le Vercors est le soulèvement des Alpes internes qui repousse vers le NW le domaine marin. Dès le Burdigalien, des bras de mer envahissent les secteurs déprimés entre lesquels émergeaient les voûtes pré-anticlinales. Le démantèlement de ces voûtes est à l'origine des éléments calcaires présents dans le conglomérat de transgression burdigalien. La présence de matériel allogène est liée à une paléo-Isère provenant des Alpes internes, s'écoulant entre Chartreuse et Vercors et débouchant dans l'avant-pays. Cette paléogéographie explique le pourcentage relativement élevé du matériel alpin dans les bras de mer situés en bordure de la "future" cluse de Voreppe ; matériel qui servira par la suite de "traceur" hydrogéologique.

C'est dans un tel contexte que s'est structuré le karst à buttes et que s'est mis en place une première génération de drainage endokarstique. Le karst à buttes est encore visible dans les massifs des Coulmes, de l'Allier et de Lente où il a été relativement épargné par les processus morphologiques postérieurs notamment pléistocènes. Les cavités contemporaines de cette première structuration endokarstique sont aujourd'hui perchées en altitude et recoupées soit par la surface topographique (grottes de Pré Létang, Marignat, de l'Ours...) soit par des structures de drainage plus récentes (scialets Chasillan, Collavet...). Enfin, certaines de ces cavités ont été complètement

décapitées par la surface topographique et s'apparentent aujourd'hui à des couloirs. L'étude de ces couloirs et de leurs remplissages (Pot Siva, couloirs des Combettes...) montre que ces cavités se sont agencées en présence de la couverture sénonienne, aujourd'hui absente de ces massifs.

C'est à cette dynamique que nous rapportons la planation des reliefs sommitaux qui, malgré le plissement postérieur du Vercors, reste toujours perceptible notamment au niveau de la subégalité altitudinale des points hauts. Cette planation est essentiellement d'origine karstique. La proximité altimétrique et géographique du niveau de base marin, le volume vraisemblablement modeste des reliefs émergés, la faible profondeur de la zone noyée, et le contexte bio-climatique subtropical ont dû être propices à une active dissolution de la tranche supérieure du karst. Cette activité devait être d'autant plus importante qu'il s'agissait d'une des toutes premières karstogénèses de la masse carbonatée (absence de structures antérieures fonctionnelles).

L'arrêt de cette dynamique karstique a été commandé par le plissement du Vercors qui a commencé à se manifester durant le Serravallien, si on se réfère aux données litho-stratigraphiques du site de Pommiers-la-Placette (Figure II.15). Ce site souligne l'existence d'une phase de récurrence marine entre deux corps conglomératiques continentaux. Cette phase marine qui a pu être calée entre 13/14 Ma (gisement de Pommiers) et 12 Ma (gisements d'Envers et de St Jean de Bouvray), est rapportée à une origine tectonique : accentuation de la flexuration lithosphérique au niveau de l'avant pays.

Le plissement du Vercors se caractérise par de longues ondulations synclinales sub-méridiennes bordées par des accidents chevauchants qui pincent les assises miocènes.

Avant d'entreprendre ces nouvelles recherches sur le Vercors, on s'attendait à noter une incision du réseau hydrographique et, par incidence, une "verticalisation" des structures de drainage endokarstique, entraînées par l'accroissement du volume montagneux (plissement). Or, force est de constater qu'au contraire on note une phase hydrographique expectante qui rappelle l'évolution pliocène relevée dans le bassin de Ronda (Cordillères bétiques ; Livre III, I partie, Chap. 2 et 3).

2. UNE PHASE HYDROGRAPHIQUE EXPECTANTE

La reconnaissance d'un fonctionnement en poljé des dépressions synclinales (replat de corrosion), en relation avec des écoulements souterrains recoupant transversalement les reliefs anticlinaux (Antre de Vénus, Grosse Galerie de Chevaline...), souligne sinon "l'absence" d'une structure de drainage superficiel, au moins l'absence d'une organisation hydrographique capable d'organiser, à la fois, les écoulements superficiels (vals molassiques) et souterrains (karst) comme l'actuelle

Bourne.

Dans l'état actuel des connaissances des paléogéographies miocène et pliocène, on peut envisager trois scénarios possibles :

-1- Le premier d'entre-eux associe cette phase hydrographique au Miocène supérieur. Si on se réfère au site de Pommiers-la-Placette (*supra* : I partie, Chap. 3), on relève que le passage des *Fore set beds* (marins) du Gilbert delta au *Top set beds* continentaux, s'effectue durant la seconde moitié du Serravallien. Les synclinaux du Vercors se situant pour la plupart en amont du site de Pommiers-Voreppe, le passage marin-continental a également dû, dans ce massif, se réaliser durant cette seconde moitié du Serravallien. La relative importance du matériel crétacé dans le conglomérat tortonien progradant dans le Bas-Dauphiné (*Top set beds* du Gilbert delta miocène) rend compte d'une puissante érosion des massifs externes ; érosion qui pourrait être l'expression de leur structuration tectonique. Rappelons que les premiers mouvements de raccourcissement horizontaux visibles dans notre secteur ont débuté à la base du Serravallien.

Dans le cas d'une hypothétique structuration finiserravallienne-tortonienne, le fonctionnement en poljé des synclinaux du Vercors a pu être effectif dès le Miocène terminal.

-2- Le second scénario repose sur l'âge mio-pliocène communément attribué au "plissement alpin". La phase d'inorganisation du réseau hydrographique pourrait être l'expression d'une restructuration du drainage (post-plissement) qui aurait été contrariée par la transgression marine pliocène. L'isochronie de la base des sédiments marins pliocènes dans les rias du Rhône et de ses affluents (Durance, Drôme et Isère) met en évidence une remise en eau brutale de la Méditerranée et des incisions messiniennes vers - 5,3 Ma (*supra* : I Partie, Chap. 3 ; G. Clauzon, 1990; 1996). Bien que cette transgression soit restée limitée au couloir rhodanien, il est possible qu'elle ait freiné, du fait de la proximité du niveau de base marin⁽¹⁾, l'incision du réseau hydrographique. Cette "absence" marquée d'incision pourrait, également, signifier que le volume montagneux engendré par le plissement n'était pas très important, du moins lors du maximum marin pliocène qui se situait à environ 80 m au dessus du niveau marin actuel (B.U. Haq *et al.*, 1987).

-3- Cette phase hydrographique "expectante" pourrait être, "tout simplement", l'expression d'un relatif isolement des synclinaux internes (synclinal médian et synclinal d'Autrans-Méaudre) vis-à-vis des deux niveaux de base régionaux : la cluse de Voreppe et le Royans. Le fait de n'avoir pas relevé de replats de corrosion indiscutables dans le val de Lans-en-Vercors pourrait être dû à un drainage superficiel (paléo-Furon) vers la cluse de

Voreppe (Isère) ; ce qui pourrait expliquer le sens des écoulements souterrains suggéré dans l'Antre de Vénus (du synclinal d'Autrans-Méaudre vers le val de Lans-en-Vercors). En ce qui concerne le synclinal médian, de nombreux indices permettent de proposer un écoulement souterrain en direction du Royans qui fonctionnait déjà comme niveau de base vis-à-vis du drainage *s.l.* du Vercors (recoupement endokarstique de l'anticlinorium des Coulmes-Allier-Lente : grosse Galerie de Chevaline-Trou Cambuse ; Pabro...).

Cette troisième perspective d'évolution pouvant se combiner avec l'un ou l'autre des scénarios précédents.

Si les causes de cet épisode hydrographique particulier restent à préciser, on dispose d'une certitude : la Bourne n'existait pas dans sa configuration actuelle.

3. LES TÉMOINS D'UNE "PREMIERE" PHASE D'INCISION MARQUÉE DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

La reconnaissance d'anciennes structures endokarstiques tournées vers la Bourne témoigne d'une réorganisation de l'ensemble du drainage du Vercors, et implicitement, d'une "première" phase d'incision marquée du réseau hydrographique. En effet, la position altitudinale des paléodraines karstiques⁽²⁾ dépendant de cette réorganisation permet de fixer le cheminement d'un paléo-talweg de la Bourne vers 250 à 300 m en contre-haut de l'actuel lit. Ce paléo-talweg, en dehors du fait qu'il s'inscrit dans une nouvelle logique de drainage *s.l.* du Vercors, marque une étape importante si on se réfère à la taille des paléodraines qui témoigne d'une relative stabilité de cet ancien talweg de la Bourne. On retrouve une situation analogue en ce qui concerne le Furon ; la perception de l'enfoncement de ce cours d'eau repose sur le surcreusement du paléo-drain de la grotte Vallier.

Si l'étude de l'endokarst permet de conclure à une restructuration du drainage *s.l.* du Vercors et une "première" phase d'enfoncement du réseau hydrographique, celui-ci ne nous renseigne pas sur leur(s) moteur(s). A l'intérieur-même du Vercors, on ne dispose pas d'indices externes, au moins dans l'état actuel des connaissances, permettant de fixer l'origine de ce(s) changement(s). C'est de nouveau à partir du piémont qu'il est possible de proposer des schémas d'évolution qui restent hypothétiques en l'absence de calages chronologiques. En fonction des scénarios proposés précédemment, l'enfoncement du réseau hydrographique vercoisien peut être rapporté aux causes suivantes :

-1- Dans le cas du scénario associant la phase de non incision hydrographique au Miocène terminal, cette

⁽¹⁾ A moins de quarante kilomètres à l'Ouest du rebord occidental du Vercors.

⁽²⁾ Ces paléodraines étant les galeries de Pâques, François du Trou qui Souffle, la grotte Favot, le Niveau 220 de la grotte de la Luire, la "grotte" de Bourmillon anté-reculée, la grotte de Gournier et ses systèmes annexes de Coufin-Chevaline...

première phase d'enfoncement pourrait être rapportée à deux événements ayant combiné leurs effets : d'une part, la crise messinienne qui a profondément marqué la vallée du Rhône et ses principaux affluents (G. Clauzon, 1991, 1996) et, d'autre part, une phase de soulèvement fini miocène qui a été enregistrée dans la vallée du Rhône (St Désirat) et dans la Chambaran (Dionay) (Y. Bravard, 1963 ; P. Mandier 1988 ; J.L. Rubino et *al.*, 1990 ; G. Clauzon et coll., 1991). En l'absence de preuves, ce schéma d'évolution a le mérite de s'inscrire dans un cadre géodynamique global. Les seuls éléments dont on dispose, sont les profondes empreintes messiniennes sur le rebord occidental des Monts du Matin. Qu'en-est-il pour le Royans (dont dépend la Bourne) qui se situe au pied nord-oriental des Monts du Matin ?

Dans ce cadre d'évolution, la transgression pliocène, responsable d'une rapide remise en eau du bassin méditerranéen et des incisions messiniennes, a pu entraîner sinon l'arrêt, au moins le ralentissement du creusement du réseau hydrographique vercusien. De plus, le fait que le niveau eustatique pliocène (+80 m par rapport au niveau actuel) soit resté stationnaire durant 1,5 Ma⁽¹⁾, pourrait "expliquer" le caractère développé des structures de drainage endokarstique se raccordant au premier stade d'enfoncement de la Bourne (galeries François et Pâques du Trou Qui Souffle, grotte Favot, Bournillon...). L'étude du Bas-Dauphiné (P. Mandier, 1988 ; J.L. Rubino et *al.*, 1990 ; G. Clauzon et coll., 1991) montre que ce haut niveau s'est maintenu jusque vers 2, 5/2 Ma qui marque l'arrêt de l'accrétion continentale pliocène. Cette "surface d'abandon" met en évidence le passage à une nouvelle évolution géodynamique : l'incision du Rhône et de ses affluents.

-2- Dans le cas du second scénario associant la phase hydrographique "expectante" et la transgression pliocène, cette première phase d'incision du réseau hydrographique vercusien pourrait être rapportée à une phase de soulèvement pour les raisons suivantes. Si on se réfère à la sédimentation pliocène dans les rias du Rhône, de l'Isère et de la Drôme, le faible diachronisme enregistré au niveau du passage Pliocène marin-Pliocène continental (vers 4,2-4,1 Ma au débouché de la paléo-Isère vers Péage de Roussillon) indique un colmatage extrêmement rapide de la ria pliocène, ce qui suppose des apports continentaux considérables ayant transité par les affluents du Rhône (G. Clauzon, 1988). Ces apports impliquent une active érosion dans le domaine alpin. L'une des dynamiques de cette érosion pourrait être l'exhaussement des Alpes. On ne dispose pas pour le moment de preuves manifestes de ce soulèvement pliocène à l'intérieur du domaine nord-alpin.

Si on retient cette relation associant le colmatage détritique de la ria pliocène à une phase plus marquée d'exhaussement du domaine alpin, la "première" phase

d'incision du réseau hydrographique du Vercors serait l'expression de cette dynamique.

Dans ce scénario, reste posée la question de la relative stabilité du paléo-talweg de la Bourne suggérée par la taille des paléodraines karstiques (Trou Qui Souffle, Favot, Luire, Bournillon...). Est-elle liée à un ralentissement du soulèvement ? Est-elle l'expression de l'aggradation détritique qui a pu avoir pour effet de maintenir un haut niveau de base relatif pour les affluents du Rhône comme la Bourne ?

En l'absence de preuves tangibles, ces deux scénarios restent du domaine de l'hypothèse, mais ont le mérite, l'un comme l'autre, de s'inscrire de façon cohérente dans la géodynamique régionale. Ils soulèvent également des interrogations. Le premier associant "incision du réseau hydrographique vercusien et crise messinienne" pose directement le problème de l'impact de cette crise dans le domaine montagnard. Nous reviendrons sur cette même interrogation dans l'étude de la Transversale de Ronda (*infra* : III Livre, III partie, Chap.3). Le second scénario associant "incision hydrographique et soulèvement pliocène" pose le problème de la relative stabilité postérieure du paléo-talweg de la Bourne.

4. L'APPRÉHENSION D'UNE SECONDE PHASE D'INCISION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DU VERCORS

Le caractère perché des paléodraines, au dessus des circulations *s.l.* "actuelles", montre l'existence d'une seconde phase de creusement du réseau hydrographique vercusien. Le passage du drainage karstique de Favot vers Goule Noire, la reculée de Bournillon puis la migration vers les Sources d'Arbois, le perchement du système de Choranche, la mise en place du système de Pré Martin, l'individualisation de Goule Blanche, et la reculée du Bruyant constituent les principaux témoins de l'encaissement du réseau hydrographique. Les "calages" chronologiques à partir des spéléothèmes présents dans les paléodraines (donc postérieurs à leur assèchement) permettent d'affirmer que cet encaissement était engagé dès la première moitié du Pléistocène moyen.

Si le karst met en évidence un abaissement généralisé de la zone noyée, il ne nous renseigne pas directement sur le(s) moteur(s) de l'incision du réseau hydrographique vercusien. Les seules informations actuellement disponibles et susceptibles de fixer le cadre d'évolution fini-pliocène/début pléistocène du Vercors se situent de nouveau sur le piémont nord-occidental. L'étude des formations pliocènes, notamment de la transition marin/continental et de la "surface d'abandon" témoigne

(1) Ce haut niveau stationnaire correspond au *stillstand sea level* du cycle TB 3,4/3,5 de Vail, compris entre 5,3 et 3,8 Ma

d'un soulèvement durant le Pliocène supérieur et le Pléistocène : la transition Pliocène marin/Pliocène continental dans le Chambaran se situe vers 450 m et présente un basculement vers l'Ouest (P. Mandier, 1988). De même, si on prend pour référence le toit de la série pliocène dans la vallée du Rhône (St Désirât, Péage-de-Roussillon), le soulèvement post-pliocène peut être estimé à 100-150 m (G. Clauzon et coll., 1990). Cela est-il pour autant transférable au Vercors ? En l'absence de preuves, ce transfert serait osé ; il existe, néanmoins, une tendance au soulèvement des massifs alpins durant le Pléistocène et qui se poursuit actuellement si on se réfère aux travaux de F. Jouanne et G. Meynard (1994) : ces auteurs estiment à 0,5 mm par an la surrection au niveau du front de chevauchement du Vercors sur l'avant-pays molassique.

Cette poursuite du soulèvement a-t-elle été pour autant un élément susceptible de déclencher une nouvelle phase de creusement dans le Vercors ? S'il y a eu à un moment donné une accélération tectonique, cela a effectivement pu entraîner une phase d'incision, mais on ne dispose d'aucun élément suggérant une telle accélération. Par contre, ce soulèvement plio-pléistocène associé au refroidissement climatique fini-pliocène a vraisemblablement été un des processus ayant enclenché la dynamique glaciaire pléistocène. Par ailleurs, comme nous l'avons précédemment souligné le caractère isochrone du toit de la série pliocène dans la vallée du Rhône témoigne d'une nouvelle logique morphodynamique : l'arrêt de l'aggradation continentale (vers 2,5 Ma) au profit d'une dynamique d'incision (R. Ballesio, 1972 ; G. Clauzon, 1982 ; G. Clauzon et al., 1990). Cette nouvelle évolution géodynamique reconnue dans la vallée du Rhône a vraisemblablement entraîné, à son tour, l'incision de ses affluents, dont l'Isère, la Drôme et la Bourne⁽¹⁾. Favorisée à l'aval par l'incision fini-pliocène et pléistocène du Rhône, la Bourne a, de plus, bénéficié d'une suralimentation en eau durant les péjorations climatiques pléistocènes : suralimentation qui a participé activement à l'encaissement basal de ce cours d'eau.

5. LES IMPACTS DES GLACIATIONS PLÉISTOCÈNES DANS LA MORPHOGÈNESE DU VERCORS

L'empreinte des glaciations pléistocènes reste dans le Vercors relativement discrète sur le plan morphologique. Les glaciers de calotte ont, en dehors du dégagement des bancs structuraux (karst à banquettes), peu modifié l'allure tabulaire des hauts reliefs (Hauts Plateaux, plateau de Gève, plateau de Fond d'Urle...). Les rares glaciers de vallée (Achard, Fauge, Vernaison, Brudour) ont emprunté les gouttières synclinales préexistantes qu'ils ont simplement réaménagées ce qui a facilité le flux glaciaire. En dehors des formes glaciaires présentes sur le rebord externe oriental du Vercors, les formes glaciaires les plus

marquées dans le paysage sont, d'une part, les cirques et vallons glaciaires qui dominent la plaine de Lans en Vercors et, d'autre part, les cols de diffuence glaciaire sur le pourtour des calottes (rebord du Sornin, rebord occidental des Hauts Plateaux, rebord oriental du plateau de Font d'Urle...).

Dans le Vercors, les glaciations pléistocènes ont eu assurément un impact plus important sur l'évolution du réseau hydrographique que sur le dégagement de morphologies strictement glaciaires. Cet impact sur le réseau hydrographique est essentiellement lié au phénomène de diffuence glaciaire. Deux types de diffuence ont particulièrement marqué le Vercors : la diffuence du glacier de l'Isère (remontant la vallée du Furon) qui a fortement influencé la Bourne, et les diffuences issues des calottes glaciaires qui ont pour effet de suralimenter les écoulements superficiels (Vernaison, Méaudret...).

5.1. Le rôle majeur de la diffuence du glacier de l'Isère remontant le Furon

L'étude des formations glaciaires de St Nizier-du-Moucherotte et de la vallée du Furon ainsi que des dépôts glacio-lacustres du val de Lans-en-Vercors (G. Monjuvent et al., 1978, 1985 ; et *supra* ; II Partie, Chap. 2, 2.1.3.) a permis de montrer les faits suivants : une langue du glacier de l'Isère remontait la vallée du Furon ; cette "diffuence" a contribué au creusement du val de Lans-en-Vercors et a alimenté la Bourne. En résumé, une partie des eaux du glacier de l'Isère rejoignait le Rhône par l'intermédiaire de la Bourne. Si on se réfère aux sédiments glacio-lacustres du val de Lans⁽²⁾, on sait que cette dynamique était fonctionnelle dès le Pléistocène moyen. Il est possible qu'elle soit antérieure mais nous ne disposons pas d'éléments d'appréciation : il serait intéressant de travailler sur l'ensemble du remplissage lacustre qui atteint en certains secteurs une petite centaine de mètres ; actuellement seuls les 20 premiers mètres (à partir de la surface) ont été étudiés. Le seul indice dont on dispose actuellement pour suggérer une mise en place de cette dynamique dès le Pléistocène ancien, est la présence de varves carbonatées dans la grotte Vallier qui sont plus anciennes que 780 000 B.P. (sur la base du paléomagnétisme, Ph. Audra, 1994).

L'étude du val de Lans-en-Vercors a également permis de montrer que l'importance des impacts morphologiques et hydrologiques de cette diffuence glaciaire est liée au degré d'enfoncement du talweg de l'Isère. Au fur et à mesure que ce talweg s'abaissait, la "diffuence du Furon" remontait de moins en moins loin à l'intérieur du Vercors et le fonctionnement lacustre du val de Lans était de moins en moins important. Il existe une exception à ce scénario : les glaciers "rissiens" (vraisemblablement Riss 1) qui, du fait de leur importance relevée dans l'ensemble des Alpes, sont montés à nouveau relativement loin dans le Vercors (quasiment au niveau de Lans-en-Vercors) ; de

plus, lors du "Riss", le glacier local de la Fauge a barré l'émissaire naturel du lac (la Bourne) et a contribué à un nouvel épisode lacustre dans le synclinal de Lans-en-Vercors.

Si durant le complexe interglaciaire "Mindel-Riss", le lac de Lans-en-Vercors a eu deux émissaires : la Bourne et le Furon, lors des péjorations pléistocènes (au moins jusqu'au complexe glaciaire "rissien"), ce lac ne possédait plus qu'un seul émissaire : la Bourne qui collectait les eaux, bien entendu de son bassin versant, mais aussi celles du Furon barré vers l'aval par la diffluence du glacier de l'Isère et celles de cette diffluence glaciaire. C'est, donc, une puissante suralimentation qu'a connu la Bourne durant les épisodes glaciaires pléistocènes. Cette suralimentation a assurément contribué au creusement basal des gorges de la Bourne dont témoigne, d'ailleurs, l'importance de ses terrasses dans le Royans, voire au delà du Royans ("actuelle" basse vallée de l'Isère). La distribution altitudinale de ces terrasses, ainsi que la position altitudinale des seuils commandant le niveau du lac de Lans (au "Mindel" et "Mindel-Riss"), montrent que la seconde phase d'incision de la Bourne était bien engagée dès le Pléistocène moyen. Ce qui est cohérent avec ce que nous avons observé à partir des paléostrutures de drainage endokarstique. Si le moteur de cette seconde phase de creusement de la Bourne doit être recherché dans une géodynamique plus globale (*supra* : 4), l'énergie nécessaire à cette incision a été clairement fournie par les eaux provenant de cette diffluence du glacier de l'Isère. A un moindre degré, on retrouve un fonctionnement similaire pour les autres cours d'eau du Vercors, notamment la Vernaison.

5.2. La part des écoulements des calottes glaciaires dans l'évolution pléistocène du réseau hydrographique

L'importance des terrasses "rissiennes" et würmiennes de la Vernaison à son débouché dans le Royans indique une active érosion de ce cours d'eau, notamment au niveau de ses gorges (Grands et Petits Goulets) si on se réfère à la nature exclusivement carbonatée du matériel alluvial. Or, étant donné l'indigence de son bassin-versant hydrologique actuel, l'entaille de telles gorges pose problème. L'appréhension de cette entaille n'est pas aisée car nous ne disposons pas d'éléments permettant de saisir d'éventuelles étapes d'encaissement. Seule la grotte du Diable, perchée à une trentaine de mètres au dessus de l'émergence qui sourd actuellement au niveau du talweg de la Vernaison (Petits Goulets), permet d'envisager son encaissement. C'est pourquoi, le scénario proposé ici est du domaine de l'hypothèse.

La dépendance du système karstique de Bournillon-Arbois vis-à-vis de la Bourne, le degré de spéciation des *cytodromus* Abeille, la rapide confluence de la Vernaison avec la Bourne sont autant d'éléments différents mettant

en avant une relative constance d'antériorité de la Bourne par rapport à la Vernaison. Cette notion de "constance d'antériorité" est importante car elle est à l'origine de la "capture" par la Bourne d'une partie de l'impluvium qui potentiellement aurait pu alimenter la Vernaison (bassins de Vassieux, de la Chapelle-en-Vercors, de l'Oscence, voire Hauts Plateaux...) ; capture qui a fourni à la Bourne un potentiel hydrologique supplémentaire. Comme, nous l'avons évoqué dans la présentation hydrogéologique du Vercors (I Partie, Chap. 2), le régime actuel de l'Adouin suggère qu'une partie des écoulements d'étiage rejoint le synclinal médian et, de là, le système d'Arbois (donc la Bourne). Ceci tendrait à montrer que la Bourne, du fait de la "préséance" initiale de son creusement ayant été par la suite entretenue, a tendance à étendre son influence vers le Vercors méridional. On peut, d'ailleurs, se demander si les "assecs" de la Vernaison apparemment de plus en plus fréquents ne seraient pas dus à cette évolution ; non pas au niveau du secteur où se situent ces assecs (St Agnan-en-Vercors), mais au niveau de l'alimentation de la Vernaison par les petites sources de déversement karstique. Une étude hydrogéologique globale devrait être réalisée sur la Vernaison et les systèmes karstiques de Combe Male, de l'Adouin et d'Arbois-Bournillon, pour avoir enfin une idée de la distribution des écoulements à partir de cet impluvium et "quantifier" l'influence de la Bourne.

Cette "capture" par la Bourne d'une partie du bassin versant apparent de la Vernaison remonte au Pliocène supérieur si on se réfère à la paléostruture de drainage karstique relevée dans la Loire et au niveau de Bournillon et au scénario proposé pour la "première" phase d'incision de la Bourne (*supra* : 3). Cette antériorité renforce l'inadéquation entre le bassin-versant réel de la Vernaison et l'incision de ses gorges.

Nous rattachons une part importante de l'incision de la Vernaison à une dynamique comparable à celle de la Bourne : une suralimentation en eau par les langues glaciaires émis par le glacier (calotte) des Hauts Plateaux. Ces flux glaciaires ont alimenté le glacier de la Vernaison qui a lui-même difflué dans les bassins de Vassieux et de la Chapelle en Vercors (*supra* : II Partie, Chap. 2 ; A. Marnézy, 1980 ; J.J. Delannoy, 1990). A notre avis, seule cette dynamique glaciaire a pu contribuer efficacement à l'encaissement des gorges de la Vernaison. Si on retient une telle dynamique, l'incision des gorges est effective durant les crues glaciaires, ce qui est cohérent avec les terrasses de la Vernaison (dans le Royans) qui sont contemporaines des pléni-froids rissiens et würmiens (P. Mandier, 1988). Cette dynamique a une autre incidence : elle a pour effet de détourner une partie des eaux météoriques (stockées sous forme nivo-glaciaire) tombées sur l'impluvium karstique (Hauts Plateaux) vers le val médian (bassin versant réel de la Vernaison).

Si cet effet de détournement circonstanciel (lors des péjorations pléistocènes) est particulièrement démonstratif dans le cas de la Vernaison, il est vraisemblable qu'il en a

été de même pour le Méaudret, le Furon, et la Bourne. Cet effet de détournement au profit des écoulements superficiels peut, néanmoins, paraître contradictoire avec ce que nous avons observé dans l'endokarst où paraissent associées pénétrations pléistocènes et incision des réseaux de la zone vadose.

5.3. Les glaciations pléistocènes et l'évolution endokarstique

La relation entre les glaciations pléistocènes et l'évolution endokarstique a été, et sera, l'objet de discussions. Dans le Vercors, on relève clairement l'existence d'une incision des réseaux méandriformes, d'un recul des puits, et même de creusement de "shunts" "durant" les pénétrations pléistocènes. Ce constat est basé sur l'étagement de spéléothèmes (généralement planchers stalagmitiques) datés et contemporains des optima climatiques (interglaciaires ou interstades). Si ces calages chronologiques permettent de dire avec certitude que l'incision de ces conduits se réalise entre tel ou tel optimum climatique, ils ne nous renseignent pas sur la dynamique de creusement ; celui-ci se réalise-t-il au début de la pénétration, durant le pléni-froid, ou plutôt vers le fin de la pénétration ? On ne dispose pas actuellement d'éléments permettant de répondre avec certitude à cette question.

L'étude des systèmes karstiques du Sornin et des hauts reliefs orientaux a permis de relever une relative adéquation entre appareils glaciaires mobiles et réseaux spéléologiques profonds. Nous avons discuté, là aussi, de la "réalité" de cette adéquation et de son possible artifice (*supra* : Chap. 1). Quoi qu'il en soit, la mobilité des glaciers est clairement conditionnée par l'existence d'un écoulement sous-glaciaire qui est lui-même engendré par le mouvement du glacier (R. Vivian, 1975 ; L. Liboutry, 1965). Il est fort vraisemblable qu'une part de ces écoulements sous glaciaires se soit infiltrée dans la masse karstique et ait ainsi contribué au développement des structures de drainage endokarstique situées sous les vallons glaciaires. Des systèmes binaires temporaires (lors des pénétrations) se seraient ainsi structurés : le Clôt d'Aspres étant l'exemple le plus caractéristique. Qu'en est-il des structures endokarstiques se développant sous les glaciers peu mobiles ? Le fait de ne pas connaître de réseaux souterrains importants dans les secteurs ayant été recouverts par une calotte glaciaire peu mobile, répond-t-il au même artifice que celui évoqué pour l'adéquation réseaux souterrains-glaciers mobiles ? C'est là toute l'ambiguïté de l'approche spéléologique qui est un formidable support d'informations morphogéniques conditionné, à la fois, par son degré de connaissances (d'où l'importance des prospections et explorations spéléologiques) et son degré de pénétrabilité. Pour atténuer ce caractère partiel donc partiel de l'approche spéléologique, il est indispensable de multiplier et croiser

les informations spéléogéniques afin d'en dégager des scénarios cohérents d'évolution. C'est pourquoi, nous avons, sans cesse, croisé les informations issues de l'exo- et de l'endokarst et provenant de systèmes différents mais étant soumis à un même vecteur géodynamique : la Bourne.

CONCLUSIONS

Ce travail sur le Vercors avait un double objet. Le premier était de proposer un cadre morphogénique cohérent intégrant les données du modelé superficiel, de l'endokarst et du piémont. Le second était de mettre en avant, chaque fois que cela nous paraissait pertinent, l'intérêt de la prise en compte endokarstique dans la reconstitution géomorphologique d'un massif montagnard calcaire. L'étude de l'endokarst a permis, entre-autres, de confirmer le contexte paléogéographique miocène du Vercors avancé par G. Demarcq (1962), de déceler une phase d'organisation hydrographique post-plissement, de reconnaître plusieurs étapes d'enfoncement du réseau hydrographique et, de là, de s'interroger sur le moteur de ces encaissements, de mettre en avant un actif recul des rebords externes durant le Pléistocène... Si l'endokarst nous a permis d'avoir un nouveau regard sur l'évolution géomorphologique de ce massif, de nombreuses questions restent en suspens et des lacunes de connaissance restent à combler : comment s'est opéré le passage de la phase hydrographique "expectante" privilégiant les circulations souterraines (grotte-tunnels) à la "première" phase d'incision de la Bourne ? Quels sont les moteurs de cette "première" phase d'incision ? Quand et comment se répartit le soulèvement du Vercors ? Quelle est la part du soulèvement durant le Pliocène ? Quelles sont les causes de dysfonctionnement de certaines structures de drainage endokarstique (Goule Noire/Trou Qui Souffle ; Arbois/Luire...) ? Sont-elles dues à la poursuite du soulèvement actuel qui joue essentiellement sur les accidents transverses ? Quels sont les degrés d'évolution des systèmes karstiques du Vercors ? Comment se répartit actuellement le travail de dissolution dans la masse carbonatée ?

Un certain nombre de réponses à ces questions se situe dans l'endokarst. L'étude de la fracturation affectant les conduits et formations endokarstiques appartenant à d'anciennes structures de drainage devrait permettre d'appréhender la tectogénèse pliocène, voire pléistocène ; les observations réalisées par Ph. Audra (1994) vont dans ce sens. L'étude des émergences karstiques du Vercors, selon une approche à la fois hydrologique et hydrochimique ("de type Moulis") devrait permettre de définir le degré d'évolution des différents systèmes karstiques du Vercors. Les études réalisées par les spéléologues sur les systèmes Goule Noire/Trou Qui Souffle (B. Lismonde) et Arbois/Luire (Garnier(s)) vont

dans ce sens ; la station de mesure réinstallée dans la grotte de Coufin (J.J. Delannoy, J.L. Destombes et J.L. Peiry) répond également à ce questionnement et à la volonté de mieux saisir la dynamique karstique actuelle. On aimerait que les hydrogéologues s'impliquent plus dans cette démarche. L'étude micromorphologique des spéléothèmes entreprise, dans un premier temps sur le site de Choranche, devrait permettre de mieux appréhender la pertinence de ces formations dans l'évolution environnementale sur un laps de temps historique (Y. Perrette, 1996).

Nous avons également conscience de ne pas avoir traité l'ensemble des informations contenues aussi bien au niveau du modelé superficiel que souterrain. Des secteurs comme le Glandasse, Vassieux-en-Vercors, Font d'Urle - Lente - Combe Laval, les vallées de la Lyonne et de la Gervanne, les Monts du Matin n'ont pas été ici étudiés bien qu'ils contiennent des informations karstogéniques intéressantes. Il y a là des secteurs d'étude prometteurs qui devraient permettre de confirmer ou de nuancer le canevas morphogénique proposé à partir des systèmes karstiques dépendants de la Bourne.

LIVRE III

PREMIERE PARTIE

—

**INTRODUCTION GÉNÉRALE A LA CONNAISSANCE DE
LA TRANSVERSALE DE RONDA
(Cordillères Bétiques occidentales) :
RÉPARTITION DES SIERRAS KARSTIQUES ET
CONDITIONS GÉNÉRALES D'ÉVOLUTION**

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION GÉNÉRALE A LA CONNAISSANCE DE LA TRANSVERSALE DE RONDA (Cordillères Bétiques occidentales) : RÉPARTITION DES SIERRAS KARSTIQUES ET CONDITIONS GÉNÉRALES D'ÉVOLUTION

CHAPITRE I. LES DOMAINES STRUCTURAUX BÉTIQUES

1. LES ZONES INTERNES BÉTIQUES

- 1.1. Les unités névado-filabrides
- 1.2. Les unités alpujarrides
- 1.3. Les unités malaguides
- 1.4. La Dorsale bétique

2. LES ZONES EXTERNES BÉTIQUES DE LA TRANSVERSALE ÉTUDIÉE

- 2.1. Le Pénibétique
- 2.2. Le Subbétique

CHAPITRE II. L'ÉVOLUTION STRUCTURALE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE DES CORDILLÈRES BÉTIQUES OCCIDENTALE

1. LA MISE EN PLACE DES NAPPES DE CHARRIAGE

2. LA TRANSGRESSION DE L'AQUITANO-BURDIGALIEN DÉTRITIQUE SUR LES NAPPES.

3. LA STRUCTURATION FINI-BURDIGALIENNE DES CORDILLÈRES BÉTIQUES

4. LE DÉPÔT DES MOLASSES ET L'ÉVOLUTION FINI-MIOCÈNE

- 4.1. L'évolution miocène de la mer d'Alboran
- 4.2. Les formations molassiques du bassin de Ronda
- 4.3. Les surfaces d'aplanissements miocènes
- 4.4. Conclusions : les conditions de la sédimentation miocène en mer d'Alboran et dans le bassin de Ronda et ses enseignements paléogéographiques

5. LE PLIOCÈNE : UNE NETTE INDIVIDUALISATION DU DOMAINE MÉDITERRANÉEN

6. LES DÉPÔTS CONTINENTAUX ANCIENNEMENT RAPPORTÉS AU "PLIO-PLÉISTOCÈNE" ET LEUR RAPPORT AVEC LA SÉDIMENTATION MARINE PLIOCÈNE

- 6.1. Les apports des sites de Torremolinos et du Puerto de los Martínez
- 6.2. Les rapports entre la brèche "mortadelle" et le Pliocène marin et la révision de son âge

7. LES MOUVEMENTS TECTONIQUES POST-PLIOCÈNES

8. LE BILAN DE LA MISE EN PLACE DES CORDILLÈRES BÉTIQUES

9. DES CONFIGURATIONS GÉOLOGIQUES FAVORABLES A LA KARSTIFICATION

CHAPITRE III. LE CONTEXTE PALÉOENVIRONNEMENTAL

1. LES CLIMATS DE TENDANCE TROPICALE DU TERTIAIRE

2. LES OSCILLATIONS CLIMATIQUES PLÉISTOCÈNES

2.1. Les héritages de morphogénèses glaciaire et périglaciaire

2.2. Les optima climatiques pléistocènes

CHAPITRE IV. CONCLUSION ET TABLEAU SYNOPTIQUE

Les Cordillères Bétiques se développent sur plus de 600 kilomètres, du détroit de Gibraltar au cap de la Noa, en un arc montagneux culminant à 3478 m dans la Sierra Nevada.

Cette chaîne alpine est composée d'alignements montagneux globalement parallèles au littoral de la mer d'Alboran :

- au sud, en bordure de la Méditerranée, s'allongent les zones internes bétiques où affleurent les terrains géologiques les plus anciens ;
- au nord, s'agencent les zones bétiques externes qui se caractérisent par une sédimentation mésozoïque à dominante carbonatée ;
- et entre ces deux grands domaines, se développent d'amples dépressions qui ont été généralement le siège d'une sédimentation néogène.

Notre domaine d'étude correspond à un vaste transect de la partie occidentale de la chaîne bétique. Cette transversale centrée autour du bassin néogène de Ronda englobe, au nord-ouest, la Serranía de Grazalema et, au sud-sud-est, la Serranía de Ronda qui constituent les principaux éléments montagneux des Cordillères Bétiques occidentales (Figure III.1).

Un des objets de notre recherche étant de mettre en avant les apports morphogéniques du karst, nous avons axé l'essentiel de nos travaux sur des sierras qui présentaient des informations exo- et endokarstiques susceptibles de bien cerner l'évolution du karst et de là l'évolution morphologique. Deux grands ensembles montagnards répondaient aux exigences de cette démarche : d'une part, les *sierras* pénibétiques de la Serranía de Grazalema et, d'autre part, les Sierras de las Nieves-Prieta appartenant à la Serranía de Ronda.

Ce choix repose, également, sur notre volonté de travailler en parallèle sur des massifs calcaires appartenant aux zones externes (Serranía de Grazalema) et aux zones internes bétiques (Serranía de Ronda) afin de pouvoir mieux "lisser" les influences d'ordre géologique dans l'évolution karstique et ainsi tenter de définir la part revenant aux paramètres d'ordre paléogéographique ou d'ordre paléoclimatique dans la karstogénèse.

Afin de pouvoir mener à bien cette étude, il est nécessaire, dans un premier temps, de définir les cadres géologique, paléogéographique et paléoclimatique des Cordillères Bétiques occidentales. Ces définitions reposent sur les travaux qui ont été réalisés dans cette partie des Cordillères Bétiques (M. Blumenthal, 1931-1949 ; F. Kockel, 1963 ; S. Dürr, 1967 ; Durand Delga, 1955-1980 ; P. Chauve, 1967 ; P. Hoppe, 1968 ; J. Didon, 1969 ; F. Mauthe, 1970 ; M. Dubois, 1971 ; J. Komprobst, 1971 ; Y. Peyre, 1973 ; R. Lhénauff, 1977 ; J. Bourgois, 1978) auxquels nous avons adjoint nos propres observations.

CHAPITRE I

LES DOMAINES STRUCTURAUX BÉTIQUES

1. LES ZONES INTERNES BÉTIQUES

Les zones internes bétiques se caractérisent par un empilement de plusieurs unités géologiques. Ce sont des plus profondes aux plus récentes (Figure III.2) :

1.1. Les unités névado-filabrides

Ces unités forment le cœur des zones internes. Elles affleurent en fenêtre dans les Cordillères Bétiques centrales et orientales, notamment au niveau des Sierras Nevada et de las Filabras. Ces unités sont constituées de schistes cristallins et de roches métamorphiques d'âge primaire à permo-triasique. Ces unités n'affleurent pas dans la transversale de Ronda.

1.2. Les unités alpujarrides

Elles représentent l'élément géologique le plus profond de la transversale étudiée. Elles se composent des faciès suivants : à la base, une série métamorphique de haute pression associée à de puissantes masses de péridotites qui peuvent atteindre 2000 à 4000 mètres d'épaisseur, au sud de la Serranía de Ronda, (Sierras de Tolox, de Bermeja...) (J. Komprobst, 1973 et *al.*). Cet ensemble anté-silurien est coiffé par une enveloppe gneisso-micaschisteuse dans laquelle s'intercalent d'importantes lentilles de marbre et de calcaire dolomitique. Sur cette série métamorphique, d'épaisseur pluri-kilométrique, repose en apparente continuité une couverture épimétamorphique, d'âge permo-triasique, caractérisée par une puissante formation calcaréo-dolomitique (J. Bourgois, 1978). Les Alpujarrides sont charriées sur les Névado-filabrides et sont débitées en une série de nappes de charriage fortement tectonisées.

1.3. Les unités malaguides

Sur les unités alpujarrides, se superposent les nappes malaguides qui se caractérisent par un Paléozoïque non métamorphique (calcschistes et schistes du Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur, et conglomérats carbonifères). Une couverture secondaire et tertiaire, réduite, repose sur l'ensemble paléozoïque sans apparente discontinuité. Seul le Jurassique apparaît dans le secteur étudié ; il est formé de calcaires et dolomies fortement tectonisés.

1.4. La Dorsale bétique

La limite septentrionale des zones internes des Cordillères Bétiques occidentales est marquée par un

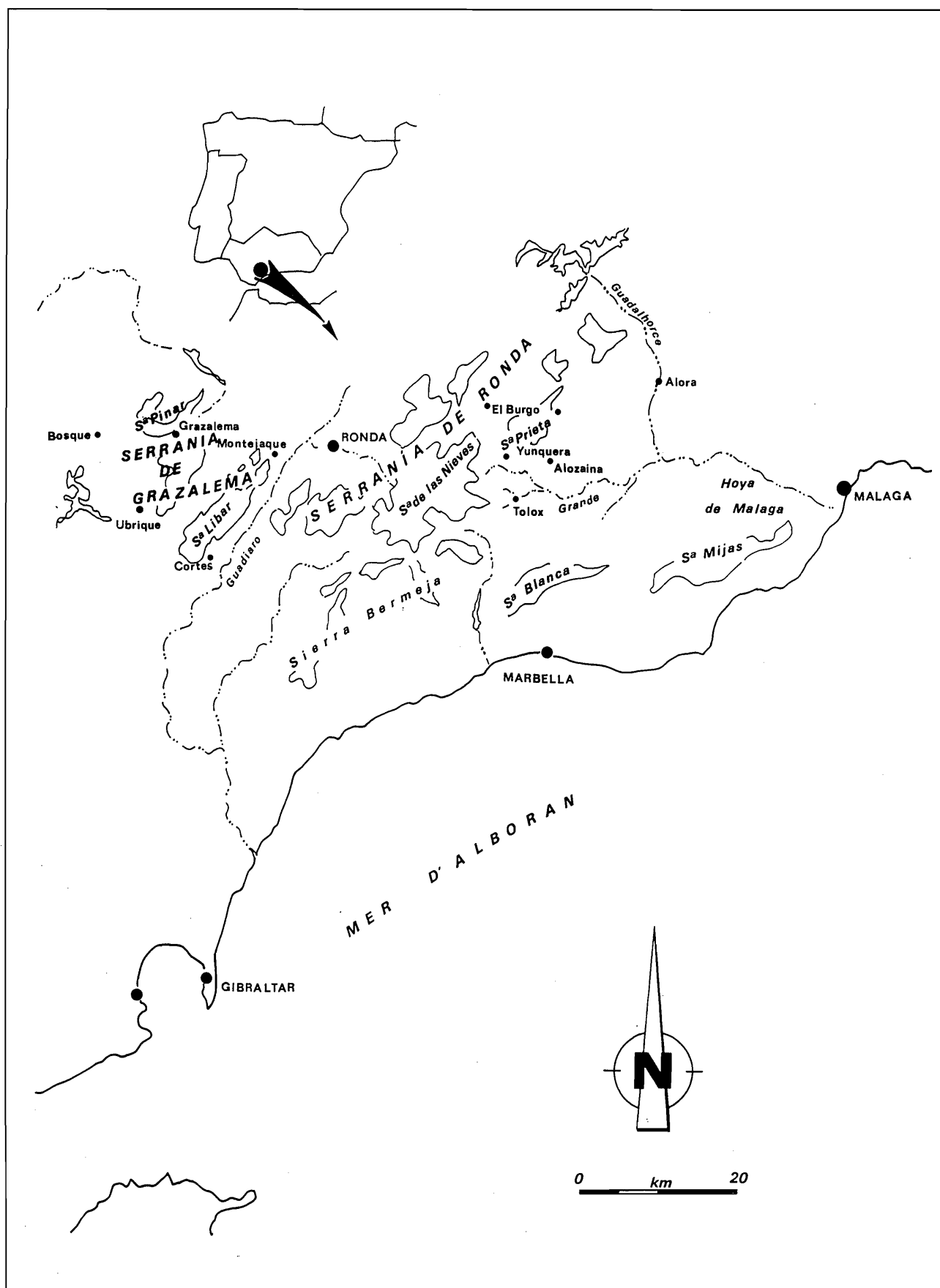


Figure III.1 - Carte de situation des Serranías de Grazalema et de Ronda

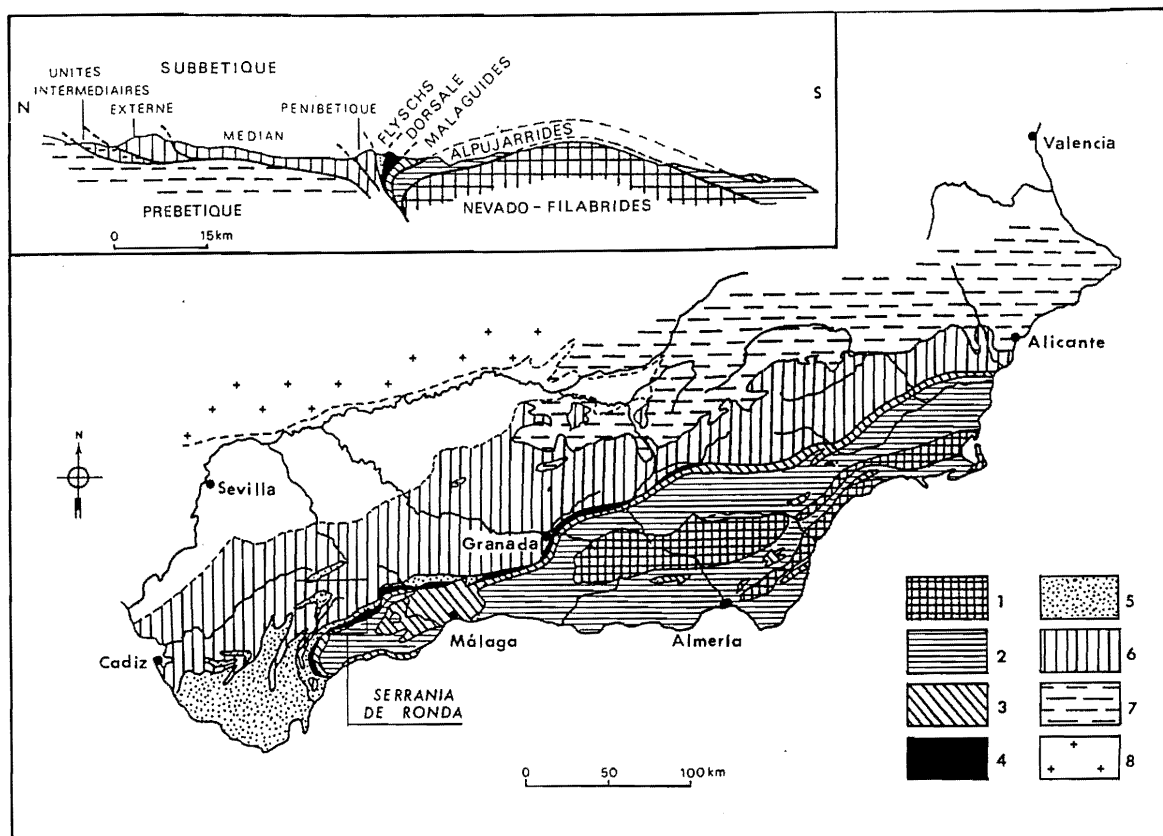


Figure III.2 - Schéma géologique et coupe structurale d'ensemble des Cordillères Bétiques

1 : Unités Nevado-Filabrides ; 2 : Unités Alpujarrides ; 3 : Unités malaguides ; 4 : Dorsale Bétique ; 5 : Flyschs indifférenciés ; 6 : Subbétique s.l. ; 7 : Prébétique ; 8 : Socle mésétain. D'après M. Durand Delga 1966.

chapelet d'écaillies calcaires : la Dorsale bétique (S. Dürr, 1967 ; F. Kockel, 1963 ; M. Durand Delga *et al.*, 1970). Les Sierras de las Nieves et Prieta appartiennent à cet ensemble. Elle présente une série dolomitique triasique de 1000 mètres d'épaisseur qui se poursuit par des alternances marno-calcaréo-dolomitiques rhétiennes, par un Lias carbonaté à silex et enfin par une série très réduite marnoschisteuse allant jusqu'à l'Eocène. Ces assises plissées et érodées sont surmontées par une formation détritique discordante aquitano-burdigalienne : la brèche de la Nava (M. Durand Delga *et al.* 1970). La bordure interne de la Dorsale, chevauchée par les unités alpujarrides, présente un faciès marmoréen dû au métamorphisme de contact.

2. LES ZONES EXTERNES BÉTIQUES DE LA TRANSVERSALE ÉTUDIÉE

Dans les Cordillères Bétiques centrales et orientales, les zones externes bétiques se subdivisent en deux domaines paléogéographiques : au nord, le Prébétique chevauché, sur sa bordure méridionale, par le Subbétique (C. Sanz de Galdeano, 1973 ; Y. Peyre, 1973 ; L. Garcia Rossell, 1973). Dans les Cordillères bétiques occidentales, seul le Subbétique caractérise les zones externes. En fonction des conditions de sédimentation, on distingue le Pénibétique et le Subbétique.

2.1. Le Pénibétique

Le terme de "pénibétique" revêt plusieurs sens dans la littérature géologique. Il répond, pour notre part, au domaine bétique externe dont la série jurassique est entièrement calcaire. Le sens ici donné correspond au "Pénibétique externe" de M. Blumenthal (1927), à la "Chorro-Viento zone" de F. Kockel (1963), à la "Ronda zone" de S. Dürr (1967), aux "Pénibétiques" (zone de Ronda) de J. Didon (1969), à "l'unité Ronda-Torcal" de J. Bourgois (1978), et au "Subbétique interne" de J. Cruz San Julian et L. Sequeiros (1973) (Figure III.3). Le Pénibétique affleure dans les Sierras del Endrinal, d'Ubrique et de Libar de la Serranía de Grazalema.

La série pénibétique débute par des dolomies du Muschelkalk que surmonte un complexe argilo-gréseux gypsifère du Keuper. Sur cet ensemble repose un Jurassique calcaire de 400 à 600 mètres d'épaisseur où le faciès oolithique domine, notamment dans les termes supérieurs de la série. Le Crétacé inférieur est fortement réduit voire absent (hardground) ; le Crétacé supérieur présente un faciès marno-calcaires rougeâtre (les "couches rouges"). Ce dernier faciès peut se poursuivre jusqu'à l'Oligocène et prend alors un caractère de plus en plus marneux. Un flysch autochtone argilo-gréseux aquitano-burdigalien termine la série.

2.b. Le Subbétique *s.l.*

Le Subbétique *s.l.* (Sierras del Pinar, de Zafalgar, Labradillo, Margarita) débute par un ensemble bréchiq polygénique à ciment gypseux du Trias suivi d'une puissante série calcaréo-dolomitique rhéto-liasique (200 à 500 m). Le reste de la série jurassique est constitué de marno-calcaires, de calcaires noduleux (faciès fausse-brèche) et de calcaires à silex (P. Hoppe, 1968; P. Chauve, 1969; J. Bourgois, 1978). Le Crétacé inférieur correspond à des marno-calcaires blanchâtres tandis que le faciès "couches rouges" s'étend du Crétacé supérieur à l'Eocène.

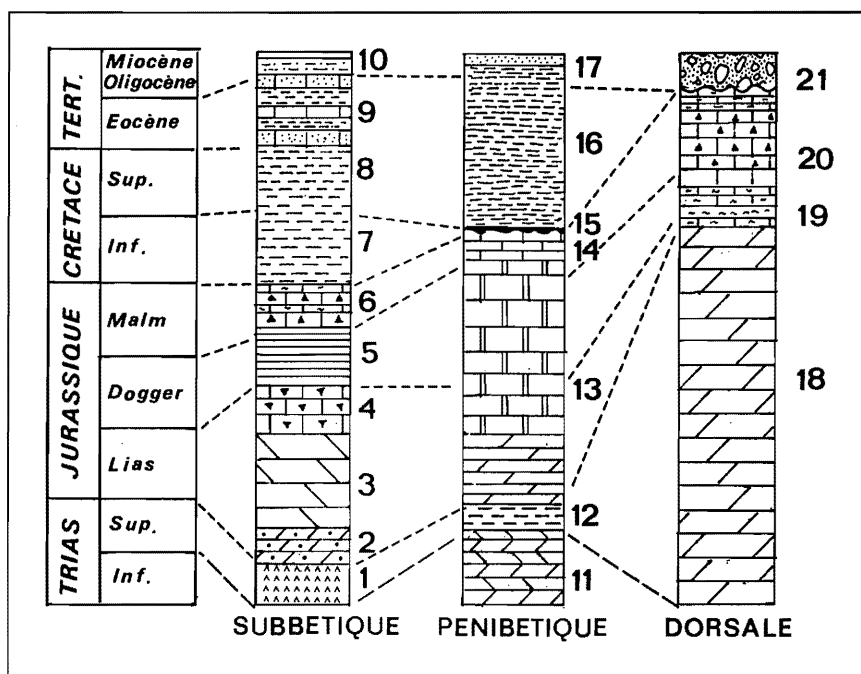


Figure III.3 - Colonnes litho-stratigraphiques synthétiques des domaines subbétique, pénibétique et bétique

SUBBETIQUE : 1 : Brèches polygéniques à ciment gypseux du Trias ; 2 : Dolomies cristallines ; 3 : Série calcaire ; 4 : Calcaire à silex ; 5 : Calcaires marneux et marnes ; 6 : Calcaires noduleux à silex ; 7 : Marno-calcaires blancs du Crétacé inférieur ; 8 : Marno-calcaires rougeâtres du Crétacé supérieur ; 9 : Calcaires gréseux ; 10 : Flyschs argilo-gréseux.

PENIBETIQUE : 11 : Calcaires ; 12 : Marnes dolomitiques ; 13 : Calcaires oolithiques ; 14 : Calcaires lités oolithiques (Jurassique sup.) ; 15 : Hard-ground ; 16 : Marno-calcaires rougeâtres ; 17 : Flyschs argilo-gréseux.

DORSALE BETIQUE : 18 : Dolomies ; 19 : Calcaires lités ; 20 : Calcaires à silex puis à passées marneuses ; 21 : Brèche de la Nava.

CHAPITRE II

L'ÉVOLUTION STRUCTURALE ET PALÉO-GÉOGRAPHIQUE DES CORDILLÈRES BÉTIQUES OCCIDENTALES

Dans cette présentation, seules les principales phases ayant contribué à la mise en place des volumes montagneux seront développées. Cette reconstitution repose sur les modèles paléogéographiques développés à partir des années 1970 prenant en compte les mouvements relatifs des plaques ibériques et africaines (J. Andrieux, J.M. Fontboté et M. Mattauer, 1971 ; M. Durand Delga, 1973 ; J. Paquet, 1974 ; A. Faure Muret et G. Choubert, 1975 ; J. Bourgois, 1978 ; J. C. Balanyá et V. Garcia-Dueñas, 1987 ; D. Frizon de la Motte et *al.*, 1991). Selon ces modèles, c'est à partir du Crétacé supérieur avec le déplacement relatif de l'Afrique vers l'ouest que se sont manifestées les premières déformations bétiques.

Les épisodes régressifs et transgressifs ayant directement influencé la morphogenèse et la karstogénèse seront également abordés dans ce chapitre.

Ces différentes phases paléogéographiques sont abordées chronologiquement.

1. LA MISE EN PLACE DES NAPPES DE CHARRIAGES

Selon un des derniers modèles proposé par M. Durand Delga (1980), la structuration en nappes et le métamorphisme des zones internes se sont échelonnés entre le Crétacé supérieur et l'Eocène qui se caractérise par une phase paroxysmale de charriage.

L'érosion des reliefs engendrés a contribué au dépôt des flyschs détritiques grés-micacés d'Algéciras dans la mer d'Alboran occidentale (F.C. Wezel et F. Guerrero, 1973 ; J. Didon, 1973). Les flyschs d'Algéciras, rattachés à l'Aquitaniens inférieur et moyen, passent latéralement aux grès numidiens (grès d'Aljibe de P. Chauve et *al.*, 1960, et de J. Didon, 1960). Le passage entre ces deux dépôts s'effectue par des séries mixtes présentant des indentations des deux faciès mais sans pour autant qu'il y ait mélange de leurs apports détritiques (Figure III.4). Le matériel numidien, caractérisé par un grès grossier à quartz pouvant atteindre 1000 mètres d'épaisseur, ne contient effectivement jamais d'éléments provenant des zones internes bétiques (origine africaine probable des grès numidiens selon J. Bourgois, 1978).

2. LA TRANSGRESSION DE L'AQUITANO BURDIGALIEN DÉTRITIQUE SUR LES NAPPES

Les premiers dépôts discordants et transgressifs sur les structures charriées bétiques sont d'âge aquitanien moyen et supérieur. La formation aquitanienne

d'Alozaina sur le rebord méridional de la Sierra Prieta repose sur le Bétique de Málaga (J. Didon et *al.*, 1961 ; J. Bourgois et *al.*, 1972, 1973). Elle débute par des marnes qui passent à des conglomérats dont les matériaux proviennent des Malaguides (Figure III.5). L'absence d'éléments métamorphiques alpujarrides signifie que l'érosion, malgré sa vigueur attestée par l'abondance de débris grossiers, n'avait pas encore défoncé la nappe culminante des Malaguides (Figure III.6).

Sur le rebord septentrional des zones internes de la Serranía de Ronda, les premiers dépôts discordants se caractérisent par une brèche massive d'âge aquitano-burdigalien : la brèche de la Nava (M. Durand Delga et *al.*, 1970). Cette brèche polygénique à ciment calcaréodolomitique est constituée d'éléments subanguleux provenant essentiellement de la Dorsale bétique (dolomies et calcaires sombres triasiques). Dans les Llanos de la Nava (Arroyo de las Carboneras), cette formation contient des éléments paléozoïques d'origine malaguide, prouvant ainsi que cette nappe affleurerait auparavant sur la retombée septentrionale de la Sierra de las Nieves. La brèche de la Nava doit son extension et sa relative puissance (plusieurs dizaines de mètres) à la vigoureuse érosion qui s'est exercée sur les zones bétiques émergées. Cette érosion a été d'autant plus puissante que l'Aquitaniens terminal s'est caractérisé par une phase de soulèvement. Cet épisode tectonique qui a déformé la formation d'Alozaina, est également à l'origine du caractère détritique du Burdigalien basal : la formation de las Millanas (J. Bourgois, 1978 ; Ph. Olivier, 1984). L'équivalent rifain de la formation de las Millanas (formation de Fnidek) aurait, par contre, débuté plus tôt : dès l'Oligocène supérieur selon les travaux de H. Feinberg et *al.* (1990).

La formation de las Millanas qui affleure dans la région d'Alozaina-Tolox, est transgressive et discordante sur le substrat bétique (unités malaguide et alpujarride) et sur la formation d'Alozaina plissée (Figure III.7). La formation de Las Millanas qui débute par une brèche polygénique et hétérométrique, se différencie de la formation d'Alozaina par l'abondance d'éléments métamorphiques alpujarrides et la rareté de débris malaguides (J. Bourgois et *al.*, 1972 ; J. Monnot et E. Rigo, 1973 ; J. Bourgois, 1978, Ph. Olivier, 1984). Ces faits supposent une puissante érosion post-aquitaniennne ayant mis à jour les nappes alpujarrides. Le sommet de la formation passe progressivement à des marnes à microfaunes pélagiques.

Le Burdigalien marque un changement radical des conditions de sédimentation puisqu'il se caractérise par deux formations allochtones : la "formation à blocs" et le "Néo-numidien" (J. Bourgois, 1978).

La "formation des argiles à blocs" qui affleure entre Grazalema et la Sierra de Malaver, est constituée d'une

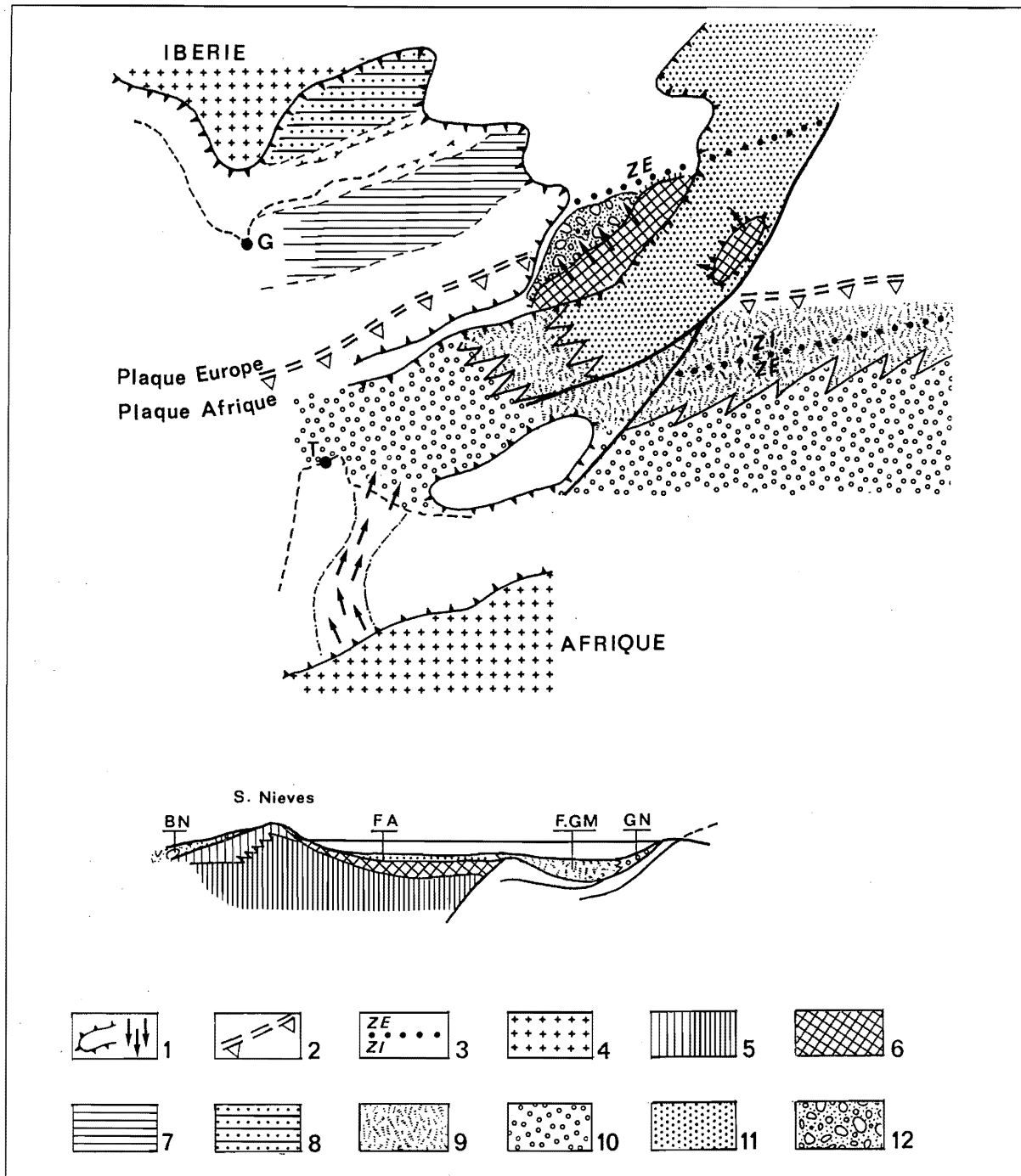


Figure III.4 - Paléogéographie des Cordillères Bétiques occidentale à l'Aquitaniien

1: Relief émergé ; b: Direction des apports détritiques ; 2 : Contact entre la plaque européenne et la plaque africaine ; 3 : Limite entre les zones internes (ZI) et les zones externes (ZE) ; 4 : Socle ; 5 : Dorsale bétique (celle-ci affleure sur le versant septentrional de las Nieves) ; b : Unité alpujarride (non affleurante) ; 6 : Unités malaguides ; 7 : Flyschs pénibétiques ; 8 : Flyschs prébétiques (Moronites) ; 9 : Flyschs grés-micacés d'Algéciras (FGM) ; 10 : Grés Numidiens (GN) ; 11 : Formation d'Alozaína (FA) ; 12 : Brèche de la Nava (BN). G : Gibraltar ; T : Tanger D'après J.P. Bouillin, 1975, et J. Bourgois, 1978.

matrice argileuse contenant des "klippes sédimentaires" métriques à pluri-kilométrique (J. Bourgois et P. Chauve, 1971) (Figure III.8). Les "klippes" inclus sédimentairement dans la formation proviennent, à la fois, de l'Aquitaniien (grès numidiens et flysch d'Algéciras), de l'Eocène (calcaires à débris de *Microcodium* du Corridor de Boyar entre la Sierra del Endrinal et la Sierra del Pinar) et du Crétacé supérieur des zones externes. L'absence de

Jurassique pénibétique dans cette formation indique que celui-ci était encore protégé par la couverture crétacée.

Le Néo-numidien, variation latérale de faciès de la "formation des argiles à blocs", se caractérise par une matrice grés-argileuse fortement micacée (ce qui n'est pas le cas du Numidien) dans laquelle sont inclus sédimentairement des éléments provenant de la

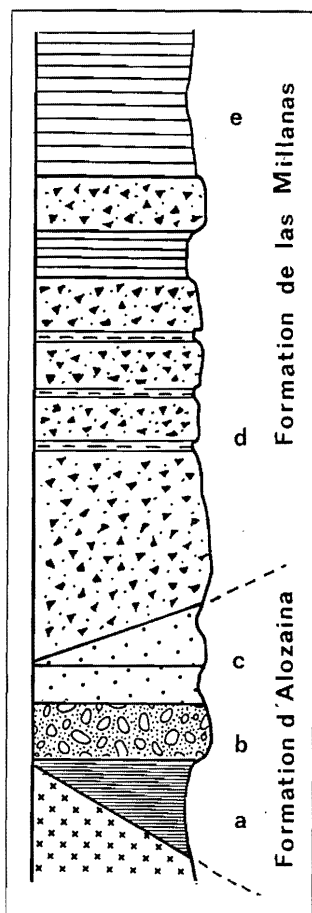


Figure III.5 - Échelle litho-stratigraphique des formations d'Alozaïna et de las Millanas

(D'après J. Monnot et E. Rigo, 1973)

Formation d'Alozaïna :
a : Marnes de l'Oligocène terminal ;
b : Conglomérat ;
c : Grès et calcaires gréseux Aquitanien inf. et moyen.

Formation de las Millanas :
d : Brèche polygénique devenant litée vers le haut ;
e : marnes et flyschs ;

couverture éo-crétacée. Cette formation affleure dans un contexte structural fort différent au nord et au sud des zones internes (Figure III.9). Sur la retombée septentrionale (Ardales-El Burgo-Cortijo de los Quejigales), le Néo-numidien est chevauché par les zones internes alors qu'au sud (Alozaïna-Tolox), celui-ci repose en série inverse sur la formation de las Millanas (Cerro Ardite). Le caractère allochtone de ces "flyschs" et leur

pincement sous le chevauchement des zones internes sur les zones externes sont l'expression d'une nouvelle phase orogénique rapportée au fini-Burdigalien.

3. LA STRUCTURATION FINI-BURDIGALIENNE DES CORDILLERES BÉTIQUES OCCIDENTALES

Le fini-Burdigalien se caractérise par une phase orogénique majeure due au déplacement différentiel de la plaque africaine vers l'est puis vers le nord. Elle se caractérise par de grands cisaillements qui, dans notre domaine d'étude, se sont marqués par le charriage des zones internes, déjà partiellement structurées, sur les zones externes (D. Frizon de La Motte et *al.*, 1991). Ces mouvements tangentiels sont également à l'origine d'un rétrécissement transversal des zones internes bétiques et, par conséquent, d'une augmentation relative de leur volume (Figure III. 10).

Le dispositif d'ensemble des Sierras de las Nieves et Prieta résulte de cette orogénèse fini-burdigalienne. Un double cisaillement amène, d'une part, la Dorsale bétique à chevaucher à plat le Pénibétique et le Néo-numidien et, d'autre part, les unités alpujarrides et malaguides à chevaucher en bloc la Dorsale qui s'est ployée en synclinal couché sous le contact anormal.

Sur les marges internes des zones externes, les premières manifestations tectoniques correspondent au Burdigalien si on se réfère à la "formation des argiles à blocs". Mais, ce n'est qu'à partir du fini-Burdigalien que les zones externes ont connu les phases paroxysmales responsables de leur mise en place structurale.

Au niveau de la Serranía de Grazalema, cette mise en place s'est réalisée en deux temps :

- le fini-Burdigalien se caractérise, à la fois, par le

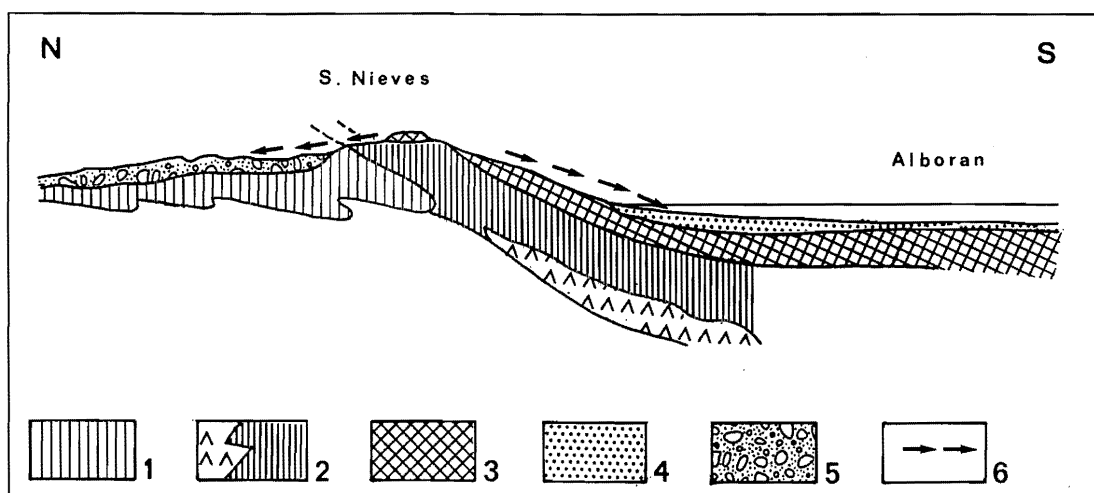
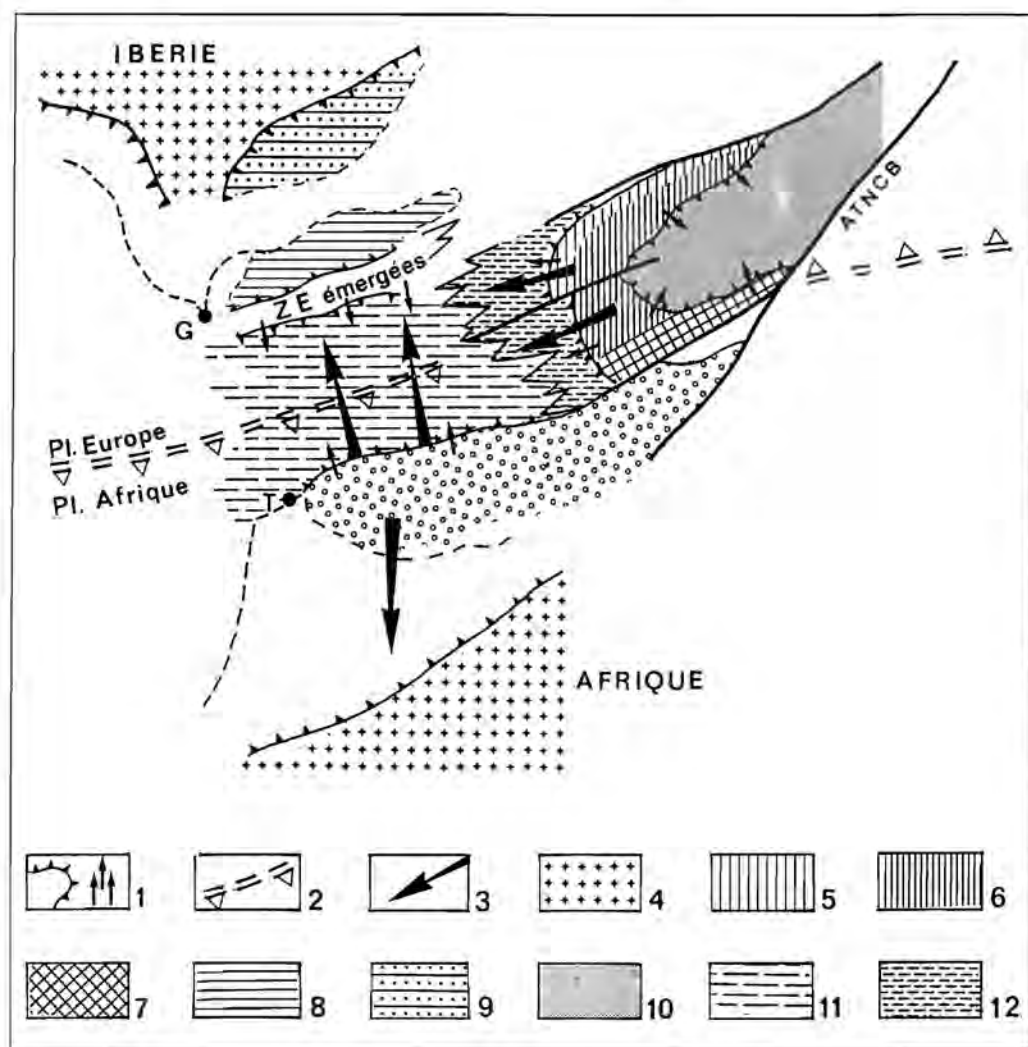


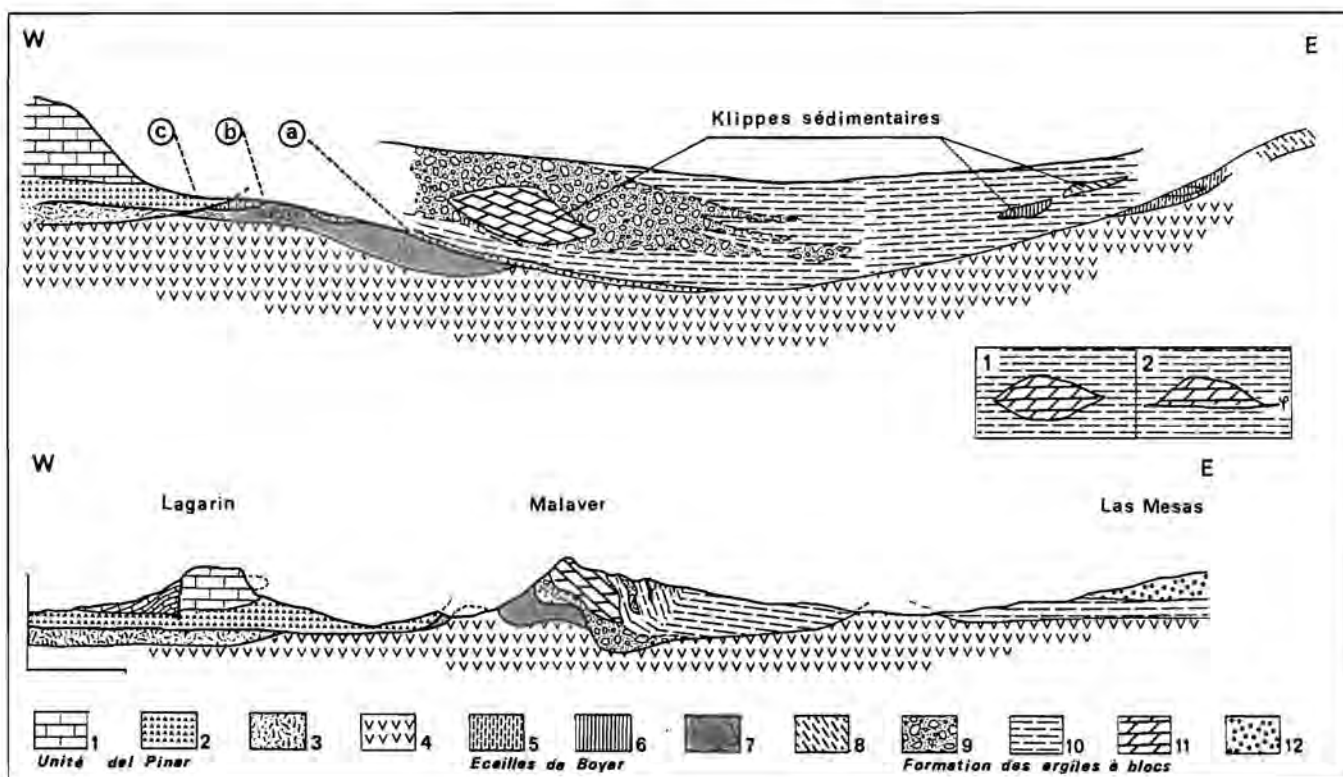
Figure III.6 - Conditions paléogéographiques aquitaniennes de part et d'autre des zones internes bétiques : exemple de la Sierra de las Nieves (D'après J. Bourgois, 1978)

1 : Dorsale Bétique ; 2 : Unités alpujarrides ; a : Péridotite ; b : Gneiss et micaschistes ; 3 : Unités malaguides ; 4 : Formation d'Alozaïna ; 5 : Brèche de la Nava ; 6 : Origine du matériel détritique : Formation d'Alozaïna : Matériel malaguide ; Brèche de la Nava : Matériel malaguide, alpujarride et de la Dorsale..



**Figure III.7 -
Paléogéographie des
Cordillères Bétiques au
Burdigalien**

(D'après J. Bourgois, 1978)



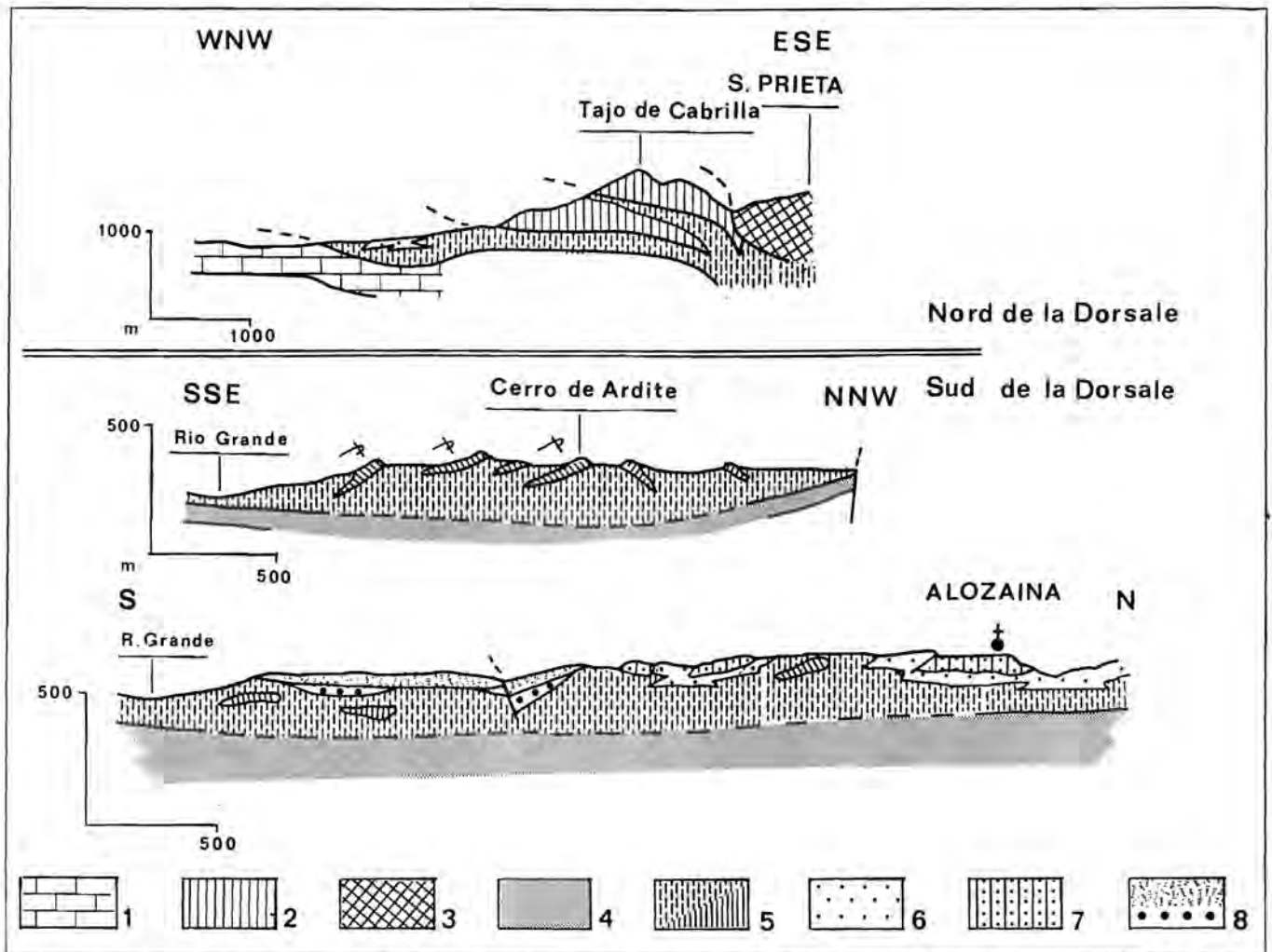


Figure III.9 - Positions structurales du Néo-numidien de part et d'autre de la Dorsale Bétique

(D'après J. Bourgois, 1978)

1 : Pénibétique ; 2 : Unités à affinités Dorsale Bétique ; 3 : Zones internes bétiques ; 4 : Formation de las Millanas ; 5 : Néo-numidien ; 6 : Passées gréseuses ; 7 : Klippes sédimentaires : matériel provenant des calcaires détritiques à débris de *Microcodium* ; 8 : Klippes sédimentaires : matériel provenant du Jurassique (a) et de l'Aquitainien lié stratigraphiquement à 8.a.

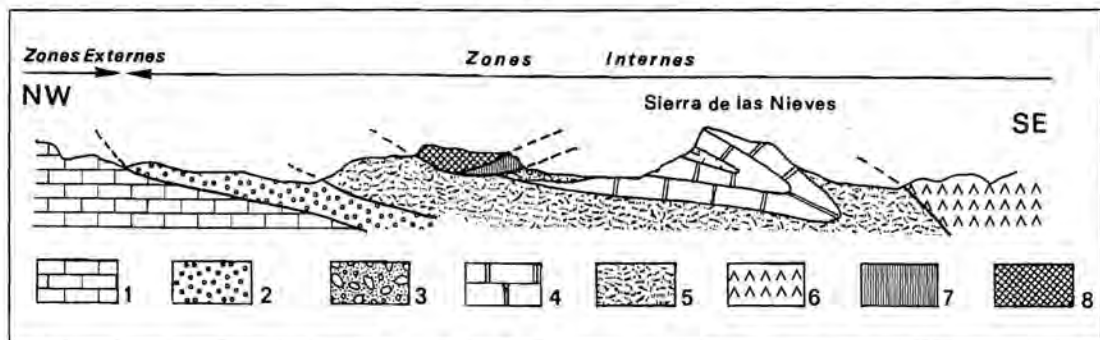


Figure III.10 - Dispositif structural des zones internes et externes des Cordillères bétiques occidentales

1 : Pénibétique ; 2 : Néo-numidien ; 3 : Brèche de la Nava ; 4 et 5 : Dorsale Bétique (Trias ; Rhétien) ; 6 : Unités alpujarrides (péridotites) ; 7 et 8 : Unités malaguides.

Figure III.8 - La formation burdigalienne des argiles à blocs. Exemple de la Sierra de Malaver (p. de gauche)

1 : Calcaires et dolomies du Lias de l'Unité del Pinar ; 2 : Trias de l'Unité del Pinar ; 3 : Flyschs crétaqués de l'Unité del Pinar ; 4 : Argiles de l'Unité de Paterna (Crétacé sup. Oligocène) ; 5 : Écaillés du Corridor de Boyar ; 6 : Calcaires détritiques à débris de *Microcodium* du Corridor de Boyar ; 7 : Pérites permo-triasiques de l'Unité de Montecorto ; 8 : Mamo-calcaires pénibétiques (crétacés) ; 9 : Conglomérats ; 10 : Argiles variocolorées de la formation des argiles à blocs ; 11 : Klippe sédimentaire calcaire ; 12 : Molasse miocène de Ronda. a, b et c représentent les positions successives des falaises calcaires d'où sont issues les klippes sédimentaires de Malaver.

Encart : Schéma théorique montrant deux cas possibles de corps allochtones ; 1 : klippe sédimentaire ; 2 : nappe allochtone.

D'après J. Bourgois et P. Chauve, 1971.

plissement de l'ossature jurassique en de lourds plis coffrés et, par des chevauchements cisailant partiellement ces plis. Durant cet épisode, la couverture marno-crétacée s'est adaptée aux déformations en se plissant, se décollant ou s'écaillant (Figure III.11) :

- la seconde phase, post-burdigalienne, a provoqué le charriage de l'ensemble précédemment structuré (le "chevauchement frontal pénibétique") sur le "complexe tectono-sédimentaire du Guadalquivir" défini par J. Bourgois (1978). Cet ensemble est constitué de l'empilement de lames décimétriques à décakilométriques provenant à la fois du Trias (brèches polygéniques), du Subbétique, et de la formation des argiles à blocs. Les Sierras del Pinar, de Zafalgar-Labradillo, de Lijar, et del Tablón appartiennent à cet ensemble. Cette seconde phase, responsable du chevauchement frontal pénibétique et de la structuration de l'ensemble nord-pénibétique, s'est prolongée jusqu'au Tortonien inférieur.

Durant cette seconde phase, la gouttière du Guadalquivir était soumise à des mouvements de subsidence. Ces derniers mouvements ainsi que

l'individualisation de la mer d'Alboran et de bassins intérieurs comme celui de Ronda résultent d'une phase de distension tardi-tectonique.

4. LE DÉPÔT DES MOLASSES ET L'ÉVOLUTION FINI-MIOCÈNE

Les premiers dépôts transgressifs et discordants sur cette nouvelle organisation structurale correspondent, dans la transversale étudiée, aux molasses tortoniennes. En liaison directe avec le bassin marin du Guadalquivir, la mer tortonienne a envahi la dépression de Ronda. Le maintien de la sédimentation marine jusqu'au Messinien diffère complètement des conditions de dépôts messiniens observées dans les autres bassins bétiques (Antequera, Granada, Guadix, Baza), en Méditerranée, et dans certains secteurs de la mer d'Alboran (Figure III.12).

Dans cette étude, nous nous intéresserons aux conditions de sédimentation et au contexte paléogéographique de la mer d'Alboran et du bassin de Ronda qui constituent, durant le Miocène supérieur, les

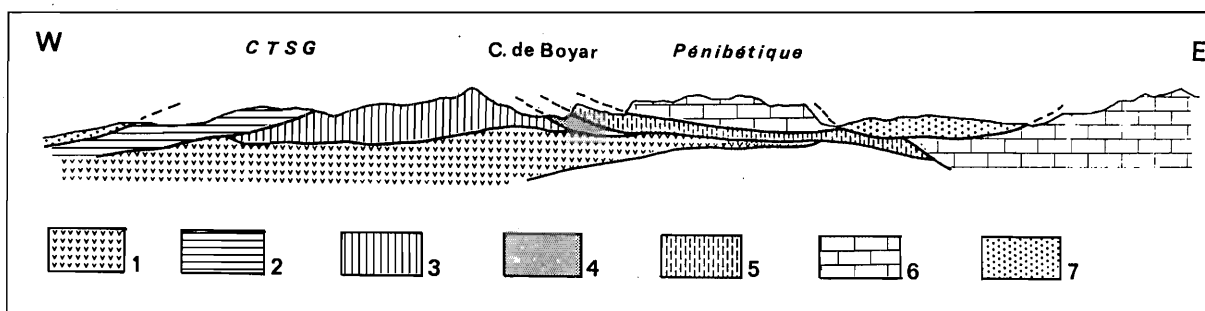
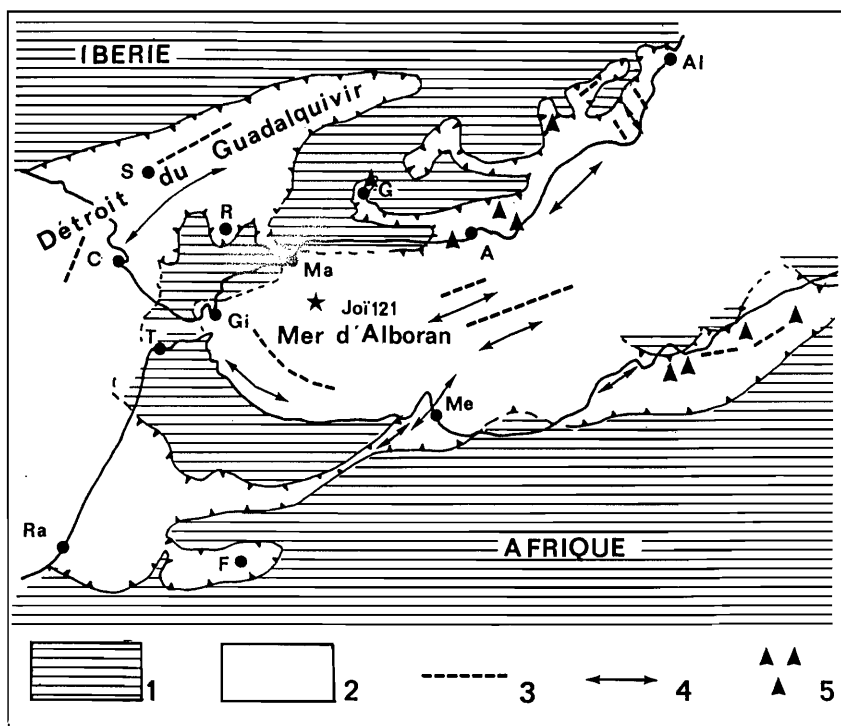


Figure III.11 - Le dispositif structural des zones externes bétiques dans la Serranía de Grazalema

1 : Brèches polygéniques triasiques ; 2 : Subbétique ; 3 : Unité del Pinar ; 4 : Corridor de Boyar ; 5 : Unité del Peñon Grande (affinité pénibétique) ; 6 : Pénibétique ; 7 : Grès numidien. CTSG : Complexe tectono-sédimentaire du Guadalquivir.

Figure III.12 - Paléogéographie méditerranéenne lors du Tortonien supérieur-Messinien. Les zones de communications supposées avec l'Atlantique

1 : Zone émergée ; 2 : Domaine marin supposé ; 3 : Zone de forte subsidence ; 4 : Axe de haut fond à sédimentation réduite ou partiellement et temporairement émergé ; 5 : Gypses messiniens reconnus à terre (les évaporites de la mer d'Alboran n'ont pas été indiquées). S : Sevilla ; C : Cadix ; R : Ronda ; Gi : Gibraltar ; Ma : Malaga ; G : Granada ; A : Almeria ; Al : Alicante ; T : Tanger ; Ra : Rabat ; F : Fez ; Me : Melilla ; Joï : Sondage Joïdes. D'après Benkhelil, 1976 ; Montenat C., 1977 ; Feinberg, 1978 ; Rouchy, 1981.



niveaux de base marin des reliefs émergés des Serranías de Ronda et de Grazalema.

4.1. L'évolution miocène de la mer d'Alboran

Les études du Miocène en mer d'Alboran ont été essentiellement réalisées à partir du forage Joïdes 121 (W. Ryan et al., 1972 ; C. Montenat et al., 1975 ; L. Pastouret et al., 1975) et de profils de sismique-réflexion (J.M. Auzende et al., 1975). Ces études ont fait l'objet de nombreuses interprétations (Figure III.13).

De ces travaux, il ressort que la mer d'Alboran a connu des conditions de sédimentation différenciée :

- une sédimentation franchement marine rapportée d'après la microfaune au Tortonien supérieur-Messinien : présence de *Globorotalia mediterranea*, *G. conomiozea* et *G. saphoe* (C. Montenat et al., 1975 ; L. Pastouret et al., 1975) ;
- des dépôts de sels surmontés d'évaporites contemporains de la "crise de salinité messinienne".

Les différents auteurs ayant travaillé sur l'évolution miocène de la mer d'Alboran proposent des hypothèses voisines. Le Miocène terminal du sondage d'Alboran pourrait correspondre, en totalité ou en partie, à une variation latérale de faciès des évaporites qui ont été détectées dans certains secteurs de la mer d'Alboran. Ces deux familles de dépôts répondraient à des conditions particulières de sédimentation dues, à la fois, à la topographie du plancher marin (zones de hauts fonds isolant des dépressions), et à des communications plus ou moins directes avec une mer ouverte (Atlantique, Bassin du Guadalquivir via le Guadalhorce). De ces remarques, il apparaît que l'évolution, notamment durant l'épisode messinien, a été beaucoup plus nuancée en mer d'Alboran qu'en Méditerranée s.s. (W. Ryan et al., 1972, 1978 ; W. Nesteroff et al., 1976 ; G. Clauzon, 1978, 1982).

Dans un contexte plus littoral (Torre del Mar), des sondages effectués à des fins hydrogéologiques indiquent l'absence de Messinien supérieur ; le Pliocène marin repose, ici, directement sur une série marine attribuée au Tortonien supérieur-Messinien basal (présence de *Globorotalia mediterranea* ; F. Carrasco et al., 1978). Ces auteurs attribuent cette absence à une phase d'incision contemporaine de la "crise de salinité messinienne".

Un puissant creusement, anté-pliocène, des molasses miocènes (Tortonien sup - Messinien) a, également, été décrit dans la Hoya de Málaga par R. Lhénaff (1977). Cet auteur rattache cet épisode érosif essentiellement au soulèvement post-messinien des Cordillères Bétiques. En l'absence de sondages ou de profils sismiques dans la Hoya de Málaga (vallée-aval du Guadalhorce) qui permettraient de connaître l'épaisseur des dépôts marins pliocènes et implicitement l'existence d'un fort creusement anté-pliocène du Guadalhorce, il est difficile

de faire la part entre les influences de la "crise de salinité messinienne" et de l'orogénèse post-messinienne. Néanmoins, les travaux que nous avons entrepris sur le piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda, nous ont permis de mettre en évidence deux phases d'incision anté-pliocènes et de rattacher la plus importante d'entre-elles à la "crise messinienne" (*infra* : III Partie : la Serranía de Ronda, Chapitre 3).

4.2. Les formations molassiques du bassin de Ronda

La sédimentation molassique du bassin de Ronda a fait l'objet de nombreuses études (D. de Orueta, 1917 ; J. Gavala y Laborde, 1918 ; M. Blumenthal, 1929, 1930, 1933 ; F. Kockel, 1965 ; S. Dürr, 1967 ; P. Hoppe, 1968 ; C. Montenat et al., 1975 ; R. Lhénaff, 1977 ; J. Bourgois, 1978 ; F. Serrano, 1979 ; J. Rodriguez, 1982).

Les études les plus récentes portant sur la microfaune des différentes formations molassiques ont permis de définir une sédimentation continue depuis le Tortonien moyen jusqu'au Messinien supérieur. Il semblerait que le Messinien terminal soit absent ; en effet, *Globorotalia menardii* qui s'éteint au Messinien terminal, est présent dans les termes supérieurs molassiques du bassin de Ronda (formation de los Llanos) (Figure III.14).

Le Miocène de Ronda se caractérise par trois formations sédimentaires marines : les formations del Tajo de Ronda, de Setenil et de los Llanos (Figure III.15 et III.16).

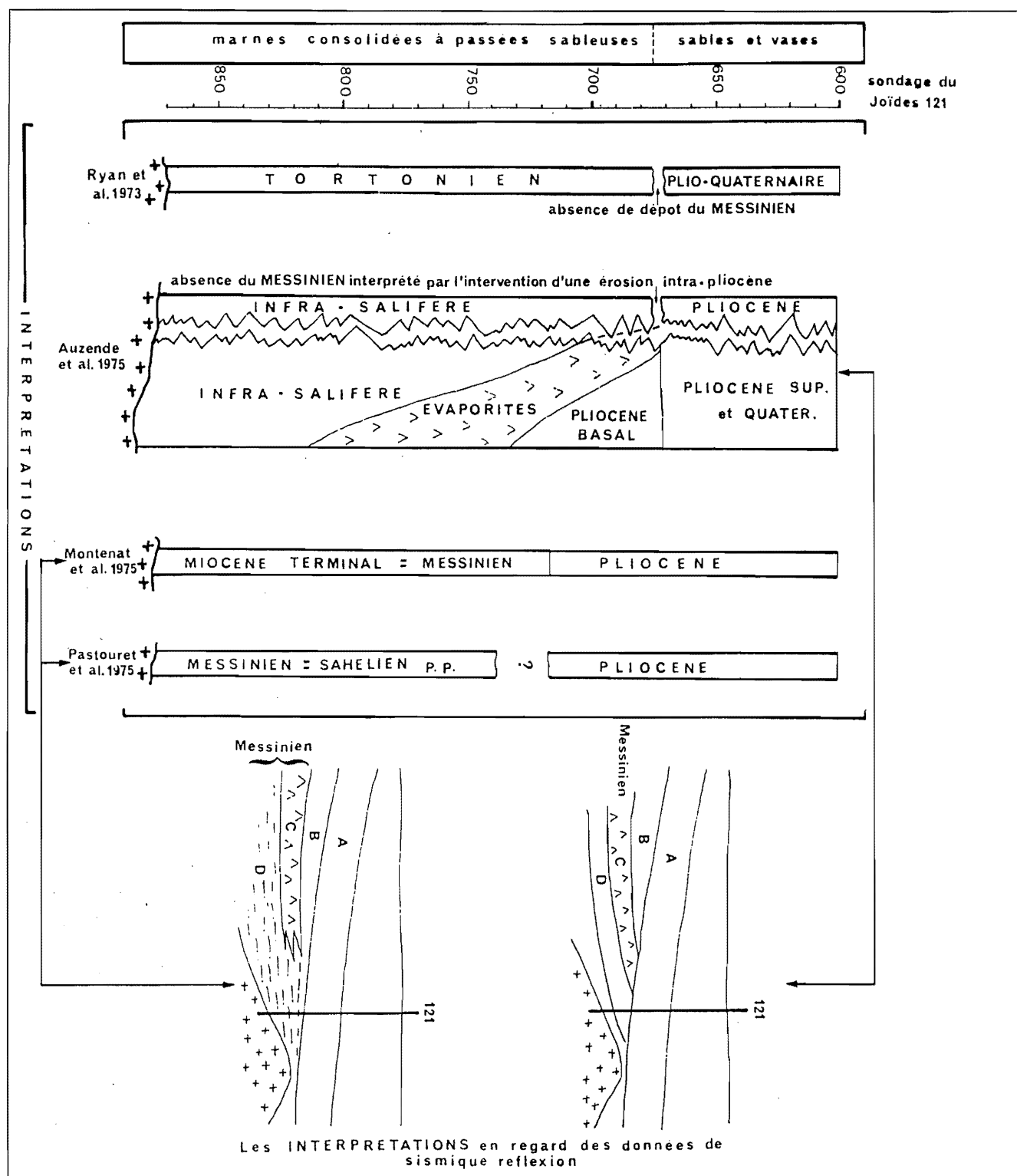
4.2.1. La formation du Tajo

Cette formation qui affleure à Ronda et au sud de la ville, repose sur les flyschs d'Algeciras. Cette formation possède un faciès conglomératique dont l'épaisseur peut atteindre 150 m. Le matériel détritique est essentiellement composé d'éléments calcaires et dolomitiques d'origine pénibétique. Ce qui signifie, d'une part, que l'ossature jurassique était, dès le Tortonien, partiellement dégagée de sa couverture flyschöide et crétacée, et, d'autre part, que les reliefs pénibétiques étaient soumis à une puissante érosion.

4.2.2. La formation de Setenil

Discordante sur la formation del Tajo, la formation de Setenil qui couvre la quasi-totalité de la cuvette, présente trois types de faciès :

- au contact des reliefs émergés pénibétiques, la sédimentation possède un faciès conglomératique lié à une active dynamique littorale. En divers endroits, ce conglomérat fossilise une topographie différenciée ; par exemple, au niveau de l'Arroyo Cupil que longe la route Ronda-Sevilla (km 107-105), la mer miocène s'est heurtée à une falaise calcaire qui a été entièrement



fossilisée par ses propres débris en imbrication de faciès avec les bio-calcarénites de la formation de Setenil (P. Hoppe, 1968 ; R. Lhénaff, 1977). Au niveau de la coupe b de la Figure III.17, on constate que cette falaise correspond à un paléo-escarpement de faille qui a été cacheté par le Miocène ; cette faille est contemporaine de

l'individualisation du bassin de Ronda rapportée au tardi-Burdigalien. Des sites comparables sont visibles sur le pourtour du bassin de Ronda (Sierras de Teba, de Peñarubia...).

Le faciès conglomératique de la formation de Setenil se situe toujours au niveau de contacts brutaux entre la

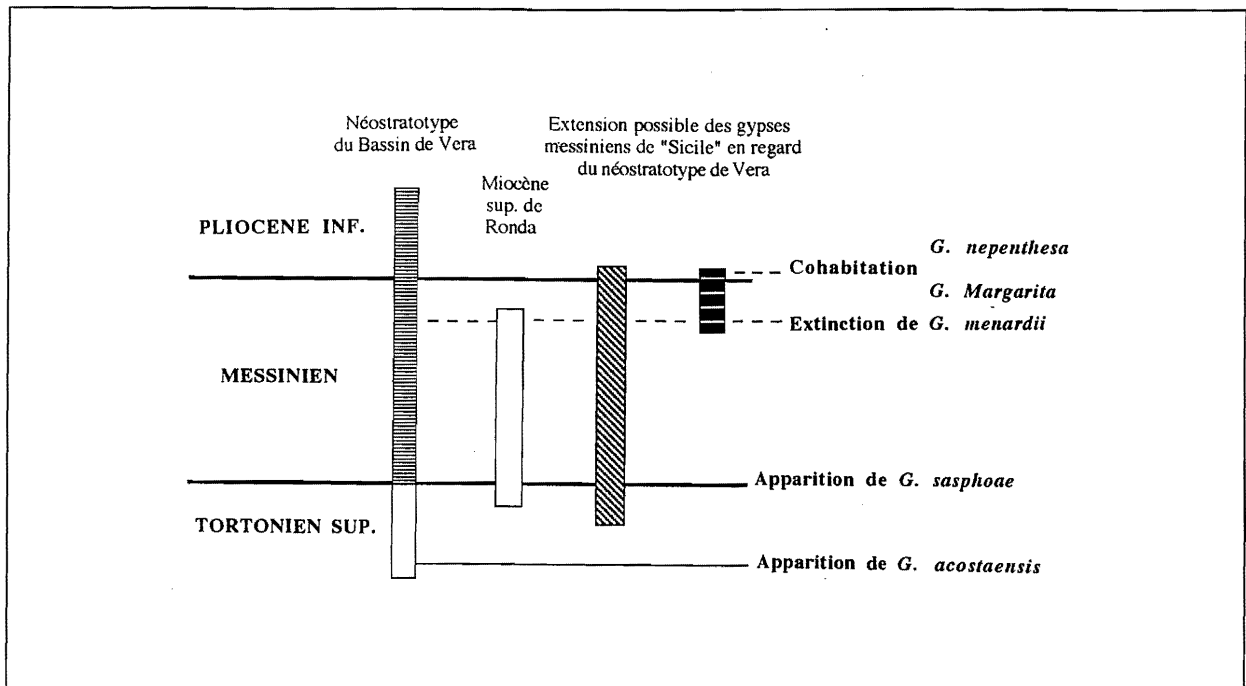


Figure III.14 - Les dépôts miocènes de Ronda au regard du Néostratotype de Cuevas de Almanzora (bassin de Vera, Levant espagnol)
(J. Bourgois, 1978)

mer miocène et les reliefs côtiers pénibétiques ; latéralement, il passe rapidement à un faciès de plate-forme puis pélagique ;

- sur le rebord sud-ouest du bassin de Ronda, la formation de Setenil possède un faciès de plate-forme représenté par des bio-calcarénites gréseuses qui peuvent atteindre 200 mètres d'épaisseur. Ce faciès affleure également au niveau des Sierras de Sanguijuela-las Salinas, de direction NE-SW, qui correspondent à un ancien haut-fond subdivisant la dépression de Ronda en deux sous-bassins (Figure III.16). Au regard de sa séquence sédimentaire (niveaux à brèches, hard-ground...), ce haut-fond a connu des phases épisodiques d'émersion qui ont été périodiquement scellées par les bio-calcarénites. Par ailleurs, on observe, de part et d'autre de l'axe de ce haut fond, une discordance progressive entre la base (affectée par un fort pendage) et le sommet des dépôts molassiques. Cette discordance est l'expression de mouvements tectoniques durant le Tortonien supérieur ;

- les bio-calcarénites de la formation de Setenil passent latéralement à des marnes bleues grises (formation de la Mina de J. Rodriguez Fernandez, 1982) pouvant atteindre 800 mètres d'épaisseur et possédant un faciès semblable aux marnes bleues pélagiques du Guadalquivir (Cl. Viguié, 1974). Ce faciès riche en microfaunes appartient au Tortonien supérieur et au Messinien.

4.2.3. La formation de los Llanos

Cette troisième formation molassique, contemporaine

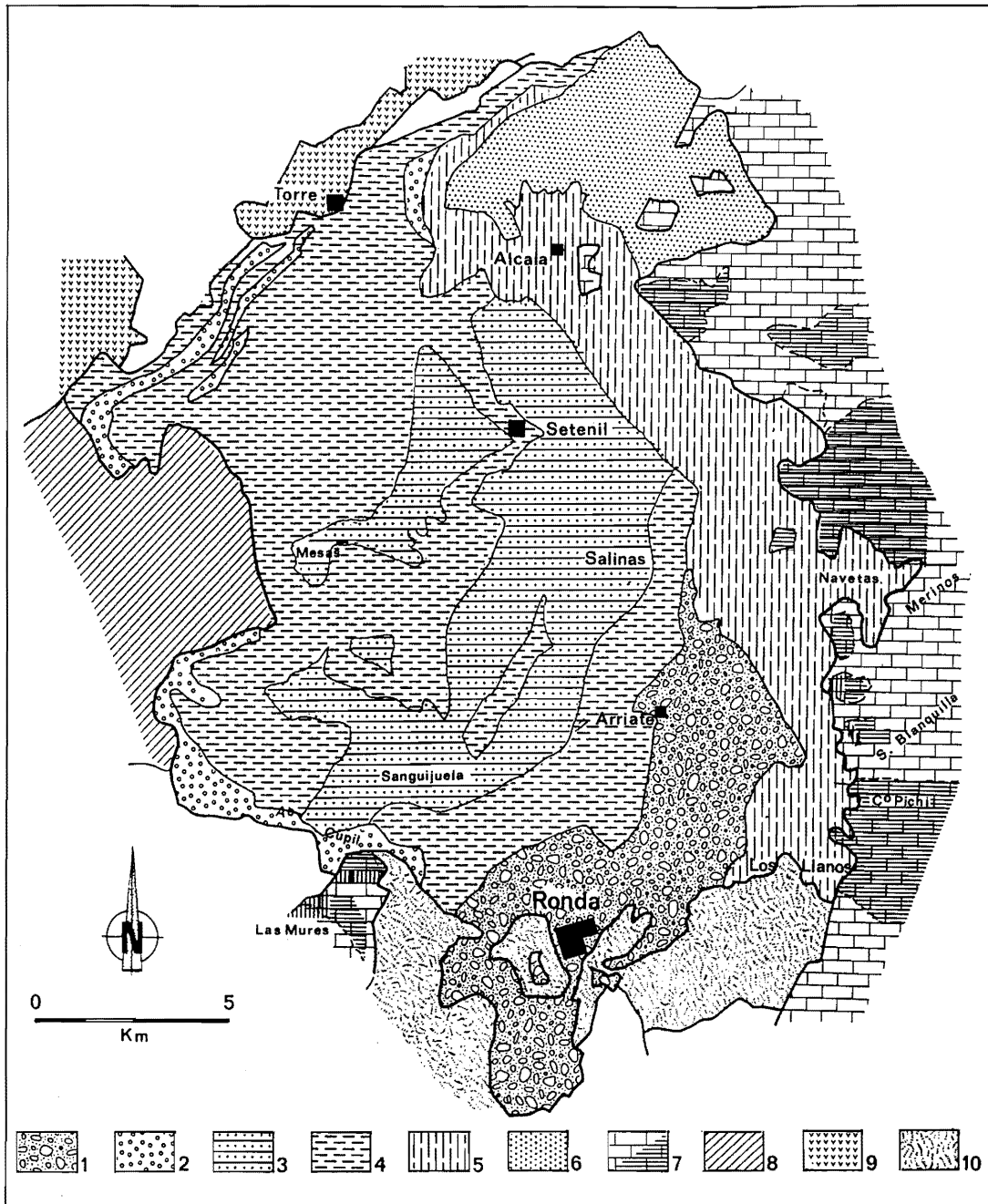
du Messinien supérieur (F. Serrano, 1979), affleure dans la partie orientale du bassin de Ronda où elle repose en légère discordance sur la formation de Setenil. Aux abords des Sierras Blanquilla-Merinos, la formation de los Llanos repose directement sur le substratum pénibétique et fossilise une topographie différenciée. La paléo-vallée de la Ventilla del Toro que longe la route Ronda-El Burgo entre les Km 6 et 7, en constitue un bel exemple (S. Dürr, 1967 ; R. Lhénaff, 1977 ; J. Bourgois, 1978). En effet, cette vallée qui incise la retombée crétacée de la Sierra Blanquilla et recoupe un demi-horst jurassique avant de rejoindre la dépression de Ronda, a été entièrement remblayée par la molasse. L'arroyo de la Ventilla del Toro a partiellement exhumé cette paléo-vallée, et entaillé la formation de los Llanos.

Nos propres observations au niveau de cette entaille ont permis de distinguer les différents faciès de la formation de los Llanos (Figure III.18 et III.19) :

- 1- à la base, se développe une formation bio-calcarénite gréseuse qui, aux abords des reliefs calcaires, passe latéralement à un conglomérat à cailloutis calcaires et à matrice argilo-limoneuse rougeâtre. Ce conglomérat fossilise une morphologie karstique et des témoins d'une ancienne couverture d'altération piégée dans ce lapiés.

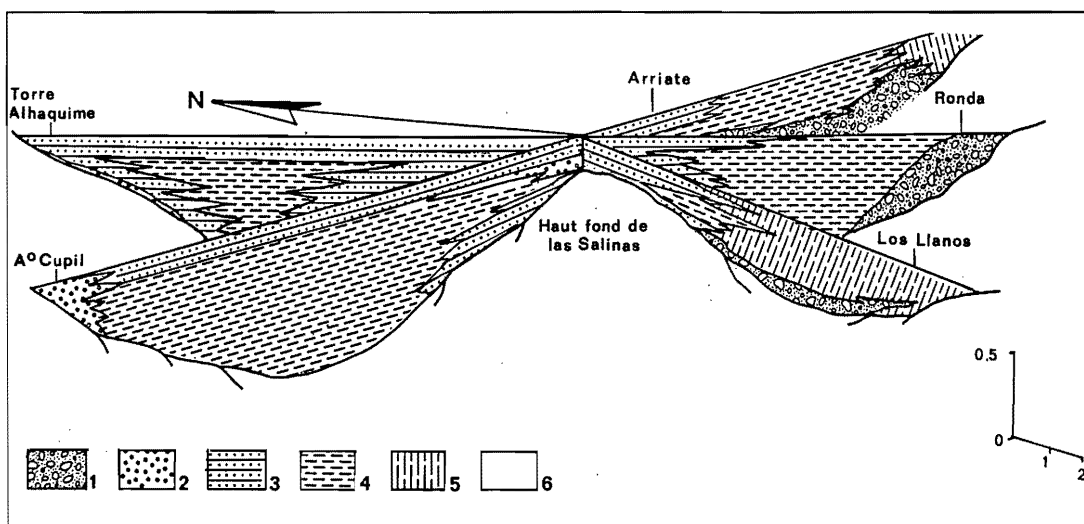
- 2- Ces bio-calcarénites, de couleur jaunâtre, passent vers le haut à des calcaires gréseux comportant de petits débris calcaires et siliceux. Cette formation qui caractérise la formation de los Llanos, fossilise également une topographie karstique bien marquée et ceinture de petits reliefs calcaires.

- 3- Certains de ces petits reliefs ont été



**Figure III.15 -
La sédimentation
miocène dans le
bassin de Ronda**

1 : Formation du Tajo ;
2 : Formation de Setenil -
faciès conglomératique- ;
3 : Formation de Setenil -
faciès de plate-forme : bio-
calcarénites- ;
4 : Formation de Setenil -
faciès pélagique : marnes
bleues- ;
5 : Formation de los Llanos
- faciès biocalcarénitique- ;
6 : Formation de los Llanos
- faciès terrigène- ;
7 : Pénibétique ; b :
aplanissements mio-
pliocènes ;
8 : Formation des argiles à
blocs ;
9 : Brèches polygéniques à
ciment gypseux du Trias ;
10 : Flyschs d'Algéciras.
D'après R. Lhénaff, 1977 ;
J. Bourgois, 1978 ; J.
Rodriguez Fernandez,
1981.



**Figure III.16 - Les
formations miocènes
dans le bassin de
Ronda**

(D'après J. Rodriguez
Fernandez, 1981)

1 : Formation del Tajo ;
2 : Formation de Setenil -
faciès conglomératique- ;
3 : Formation de Setenil -
faciès biocalcarénitique- ;
4 : Formation de Setenil -
faciès pélagiques- (marnes
bleues) ;
5 : Formation de los
Llanos ;
6 : Substrat.

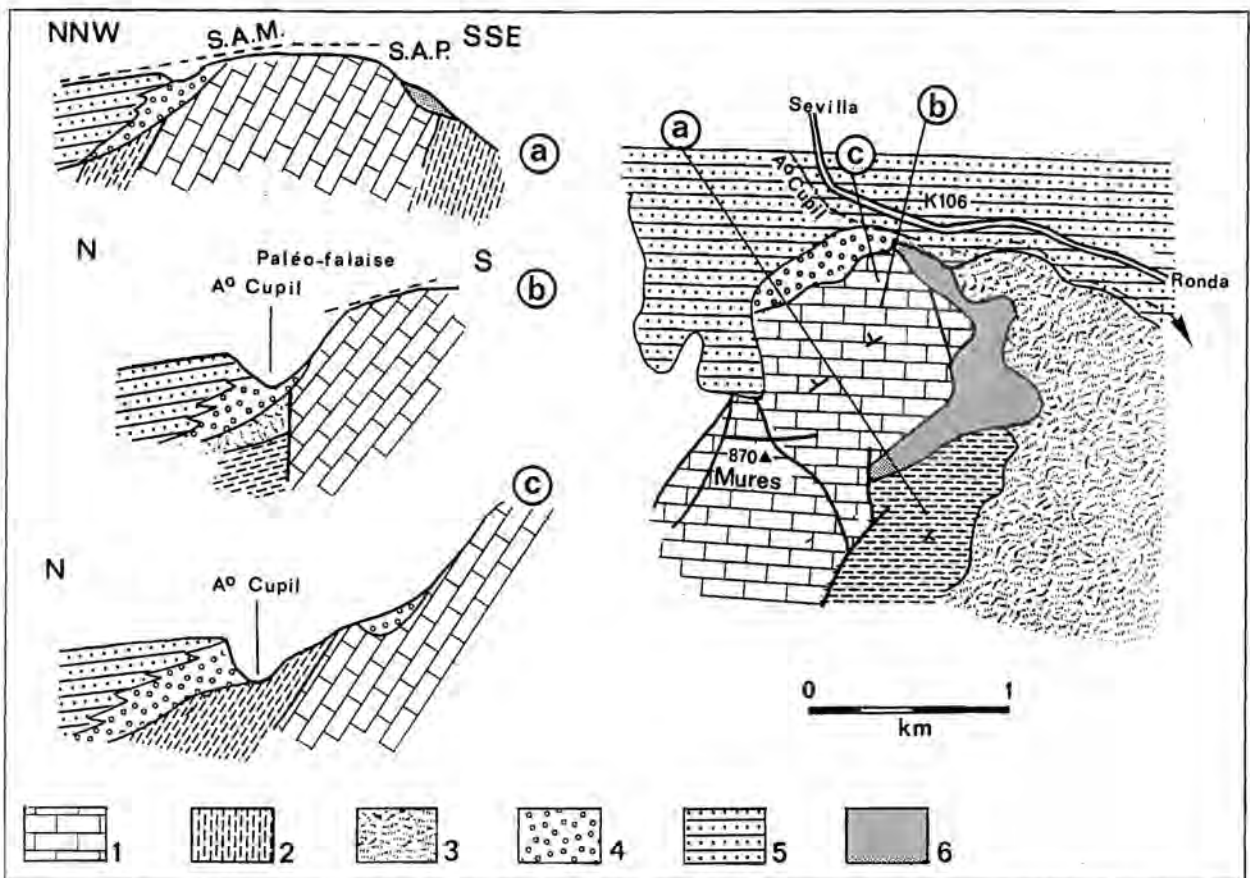


Figure III.17 - Le contact entre le Miocène du bassin de Ronda et la bordure septentrionale de la Sierra de Libar (Mures)

D'après P. Hoppe, 1968; R. Lhénaff, 1977; J. Bourgois, 1978 ; J.J. Delannoy, 1986-89.

1 : Calcaires jurassiques pénibétiques ; 2 : Marno-calcaires crétacés ; 3 : Flyschs d'Algéciras ; 4 : Formation de Setenil - conglomérat - ; 5 : Formation de Setenil - bio-calcarénites - ; 6 : Éboulis. S.A.M. : Surface d'aplanissement messinienne ; S.A.P. : Surface d'aplanissement "pliocène".

postérieurement fossilisés par une formation conglomératique à gros blocs dont certains atteignent plusieurs m³, composée essentiellement de matériel pénibétique (marno-calcaires crétacés et calcaires jurassiques). On note un net enrichissement, vers le sommet de ce niveau, d'éléments jurassiques et de quelques débris stalagmitiques. Ce conglomérat a une épaisseur variable pouvant atteindre 5 mètres de puissance. Il ravine en de nombreux endroits la formation sous-jacente et l'a même localement totalement décapé, reposant alors directement sur le substratum pénibétique. Ce conglomérat, expression d'une puissante décharge de matériel arraché aux reliefs pénibétiques voisins, ne semble pas pouvoir être attribué à une phase tectonique étant donné que la molasse calcaro-gréseuse qui repose sur le niveau conglomératique, possède un pendage identique (10-15°) aux tables bio-calcaréniques sous-jacentes.

Ce conglomérat peut avoir de multiples origines dont il est délicat de faire la part étant donné le caractère isolé de l'affleurement et l'absence de calage stratigraphique précis :

- il peut être le produit d'une active dynamique

littorale comme cela a été observé pour les formations du Tajo et de Setenil aux abords des reliefs littoraux ; ici, le phénomène se serait renouvelé à la fin de la sédimentation messinienne en liaison avec la transgression marine qui aurait eu pour effet de réactiver la dynamique littorale ;

- il peut également correspondre à des brèches d'écroulement dans la mer liées à des manifestations sismiques, ou encore à des apports détritiques acheminés par une méga-crue, et qui, dans les deux cas, auraient été reprises et érodées par la houle ;

- enfin, ce conglomérat pourrait être rapporté à une accentuation de la sécheresse durant le Messinien qui en entraînant un éclaircissement de la végétation, aurait favorisé la mise en place d'écoulements érosifs.

- 4- Une formation calcaro-gréseuse repose sur ce conglomérat et atteint en certains endroits un dizaine de mètres d'épaisseur. Ce niveau, au dispositif sub-tabulaire, marque ici le terme supérieur de la formation de los Llanos.

Le Messinien supérieur se caractérise, donc, dans le bassin de Ronda, par de courts épisodes transgressifs sur les formations molassiques antérieures et sur les reliefs

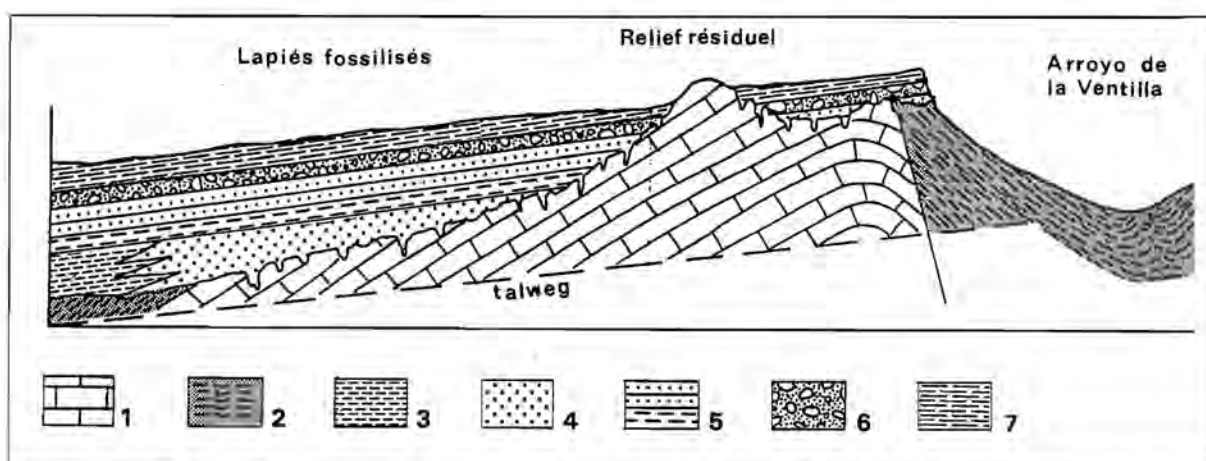


Figure III.18 - Les rapports entre la bordure pénibétique du bassin de Ronda et la formation de los Llanos.

Exemple de la vallée-amont de l'Arroyo de la Ventilla del Toro (route Ronda-El Burgo, Km 6-7)

1 : Calcaires pénibétiques ; 2 : Marmo-calcaires pénibétiques ; 3 à 7 : Formation de los Llanos ; 3 : Bio-calcarénites gréseuses ; 4 : Faciès conglomératiques ; 5 : Calcarénite passant vers le sommet à des calcaires gréseux ; 6 : Formation conglomératique à gros blocs ; 7 : Bio-calcarénites gréseuses.

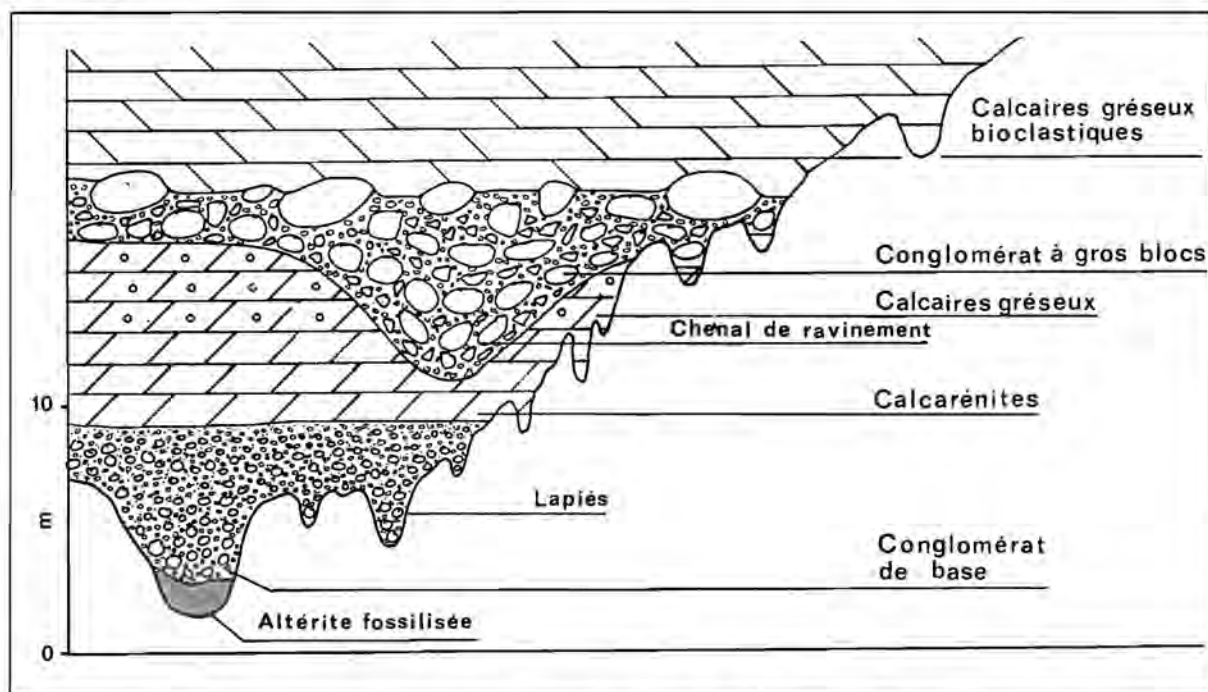


Figure III.19 - Coupe synthétique de la formation de los Llanos au niveau de la vallée amont de l'Arroyo de la Ventilla del Toro

pénibétiques orientaux ; cet effet transgressif étant ici apparemment lié à une migration vers l'est de l'aire de sédimentation molassique. Nous avons pu montrer que la formation messinienne de los Llanos a fossilisé, sur la bordure orientale, une morphologie différenciée agencée sur des reliefs qui étaient restés auparavant émergés. Cette morphologie correspond à une surface karstique, dominée par des reliefs résiduels et qui fut entaillée par la paléo-vallée de l'Arroyo de la Ventanilla. Au sud, de la vallée de la Ventanilla, au delà du remblaiement de los Llanos, on remarque une certaine continuité topographique entre les bancs supérieurs de la formation de los Llanos et une surface qui recoupe les terrains pénibétiques de la Sierra

Blanquilla. Cette relation entre sédimentation miocène et surfaces d'aplanissement a également été relevée par R. Lhénaff (1977) dans ce même bassin de Ronda et dans d'autres bassins bétiques (Antequera, Granada...).

4.3. Les surfaces d'aplanissement miocènes

Sur le pourtour du bassin de Ronda, les surfaces sont nombreuses. C'est, cependant, sur le rebord septentrional de ce bassin que la réalité d'aplanissements est la plus évidente (R. Lhénaff, 1977). Les surfaces observées recoupent indifféremment les calcaires jurassiques

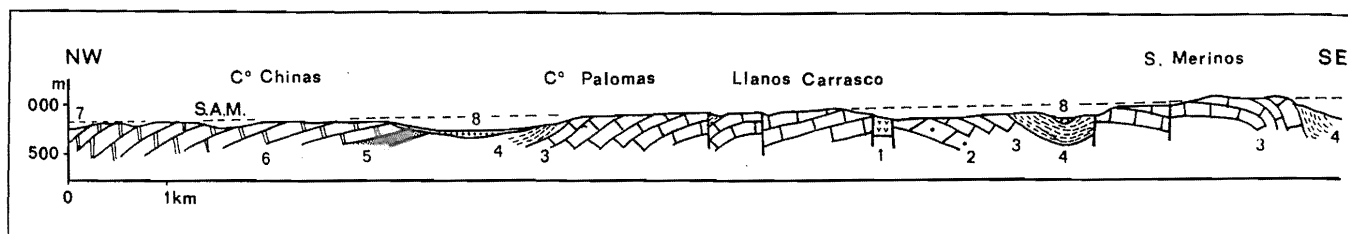


Figure III.20 - Les témoins de la surface d'aplanissement messinienne sur les *sierras* pénibétiques du rebord septentrional du bassin de Ronda

(R. Lhénaff, 1977)

1 : Trias marno-gypsifère ; 2 : Dolomies triasico-liasiques ; 3 : Calcaires jurassiques ; 4 : Marno-calcaires crétacés ; 5 à 7 : Unité de Boyar ; 5 : Trias marno-gypsifère ; 6 : Dolomies triasico-liasiques ; 7 : Calcaires liasiques ; 8 : Flyschs indifférenciés.

(Cerros de las Chinas, de las Palomas, Llanos de Carrasco, S. de los Merinos...), les marno-calcaires crétacés et les flyschs (Figure III. 20). C'est également dans ce secteur que R. Lhénaff (1977) décrit les passages entre la molasse miocène et les aplanissements. Se basant sur de nombreux exemples, cet auteur conclut à une certaine contemporanéité du remblaiement molassique et de cette génération d'aplanissements.

Nos observations sur le terrain montrent que cette génération d'aplanissements correspond, en fait, à de multiples régradations de surfaces plus ou moins parfaites (*infra* : II^e et III^e Partie). C'est pourquoi, il est délicat de caler précisément "cette" génération d'aplanissements.

La région de Ronda se caractériserait, donc, durant la fin du Tortonien et le Messinien, à la fois, par une sédimentation marine et par l'agencement d'aplanissements plus ou moins étendus. Certains de ces aplanissements doivent leur extension à des conditions morpho-structurales favorables comme, par exemple, la quasi-concordance entre, d'une part, les faîtes sub-tabulaires des plis coffrés des Sierras Juan Duran-los Merinos, et, d'autre part, le niveau marin ; ces reliefs insulaires ont ainsi pu être nivelés sans nécessiter une importante ablation. R. Lhénaff (1977) décrit un autre exemple de conditions structurales favorables : la Sierra d'Alcaparain où la surface sommitale qui est sans conteste d'aplanissement, se confond avec un plan de cisaillement que l'érosion a dégagé puis nivelé. Néanmoins, ces conditions morpho-structurales aussi favorables soient-elles ne peuvent à elles-seules expliquer la fréquence et le développement des surfaces d'aplanissement dans la région de Ronda. Il est vraisemblable que la persistance d'un épisode marin relativement long (Tortonien-Messinien) associé à une période de relative stabilité tectonique ont été des facteurs propices à la réalisation "d'une" surface d'aplanissement régionale.

Si "cette" surface est particulièrement bien visible aux abords du bassin molassique de Ronda, les lambeaux d'aplanissement sont moins bien marqués et beaucoup plus épars dès qu'on aborde les reliefs environnants. Les causes

de ce caractère plus discret peuvent être dues tant à l'imperfection de l'aplanissement qu'à un démantèlement postérieur plus accusé. La continuité topographique qui peut exister entre les surfaces bordant le bassin de Ronda et les lambeaux d'aplanissement montagnards, permet avec précaution de délimiter, à la fois, l'étendue de la surface messinienne, et de la zone d'influence du bassin molassique de Ronda. Par exemple, au sud-ouest de la Sierra Blanquilla (Figure III.15), se dégage un aplanissement relativement dégradé qui s'élève de 940 m aux abords des cortijos de Pichi et de las Lomillas jusque 1150 m sur le rebord du "plateau" sommital. Cet aplanissement certes imparfait et au dessus duquel subsistent des reliefs résiduels pyramidaux, recoupe les marno-calcaires crétacés et les calcaires jurassiques. L'ensemble méridional de cette même *sierra* est également tronqué par cet aplanissement qu'on peut suivre jusqu'au Puerto de Lifa et même au delà sur le rebord de la Sierra Hidalga où il atteint 1200 mètres d'altitude. Aussi peut-on légitimement se demander si une grande partie de la Sierra Blanquilla n'a pas été nivelée. Quoiqu'il en soit, on relève un net redressement de la "surface" vers le sud-est. Cela est également net au nord-est du bassin de Ronda où les plans de surface de la Sierra Blanquilla (840-850 m), de la Mesa Juan (1000-1080 m) et de la Sierra Alcaparain (1150 m) se raccordent parfaitement.

Cette surface d'aplanissement que nous qualifierons de "ortonien-messinienne", doit ce gauchissement vers le sud-est à une nouvelle phase tectonique qui est également responsable de l'arrêt définitif de la sédimentation marine dans le bassin de Ronda.

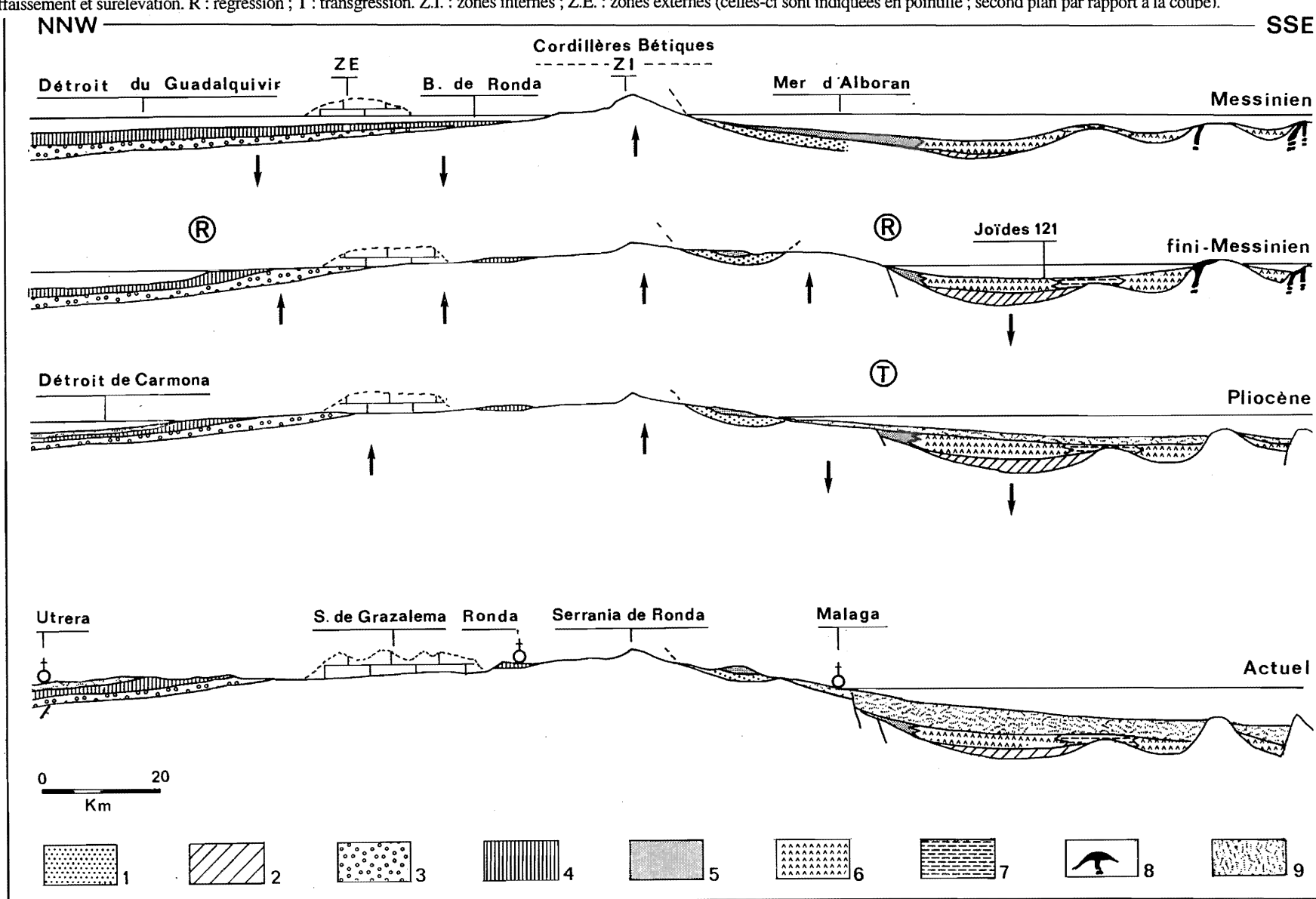
4.4. Conclusions : les conditions de la sédimentation miocène en mer d'Alboran et dans le bassin de Ronda et ses enseignements paléogéographiques

C'est suite à la phase tardi-orogénique, rapportée au fini-Burdigalien - Tortonien inférieur et responsable de l'individualisation du bassin de Ronda et de l'ouverture de la mer d'Alboran, que la sédimentation marine miocène a envahi plus ou moins précocement ces dépressions et s'y

Figure III.21 - Évolution paléogéographique néogène (Messinien-Pliocène) : la transversale de Ronda

(D'après J. Bourgois, 1978)

1 : Néonumidien allochtone sur les zones internes ; 2 : Infra-salifère dans la mer d'Alboran ; 3 : Tortonien sup. (molasse) ; 4 : Miocène terminal (molasse marneuse ou biocalcarénitique) ; 5 : Biocalcarénites du Miocène terminal ; 6 : Évaporites et sels messiniens ; 7 : Marnes et sables messiniens ; 8 : Appareils volcaniques ; 9 : Plio-Quaternaire. Les flèches indiquent le sens des mouvements : affaissement et surélévation. R : régression ; T : transgression. Z.I. : zones internes ; Z.E. : zones externes (celles-ci sont indiquées en pointillé ; second plan par rapport à la coupe).



est maintenue plus ou moins longuement (Figure III.21).

L'évolution du bassin de Ronda durant le Miocène supérieur paraît originale notamment par rapport aux bassins bétiques orientaux (plus précocement déconnectés du bassin du Guadalquivir), et à la Méditerranée ("crise de salinité messinienne"). En effet, en liaison relativement directe avec le bassin du Guadalquivir, la sédimentation marine a débuté dès la fin du Tortonien moyen et s'est poursuivie durant tout le Messinien ; seul le Messinien terminal semble manquer. Le caractère conglomératique des premiers termes du remblaiement molassique (formation del Tajo) rend, tout d'abord, compte d'une puissante phase d'ablation des massifs bordant le bassin de Ronda. Ces reliefs semblent perdre progressivement leur énergie si on se réfère aux imparfaits aplanissements karstiques qui ont été fossilisés par la formation messinienne de los Llanos (Sierras Cañete, Blanquilla et rebord septentrional de Libar). La persistance d'un épisode marin durant le Messinien a favorisé l'accomplissement d'une surface d'aplanissement de caractère régional. Cette surface qui s'achève au Messinien, résulte en fait de la régradation d'anciennes surfaces d'aplanissement karstique qui se sont succédées en fonction des variations du proche niveau marin.

En mer d'Alboran, on rencontre un scénario relativement différent. Celle-ci s'ouvre, tout d'abord, plus tardivement comme en témoignent les premiers sédiments marins rapportés au Tortonien supérieur. D'autre part, l'analyse stratigraphique des sédiments miocènes et l'étude géophysique de la mer d'Alboran soulignent les faibles extension et épaisseur des sédiments intra-messinien (W. Ryan *et al.*, 1973 ; J.M. Auzende *et al.*, 1975 ; C. Montenat *et al.*, 1975 ; L. Pastouret *et al.*, 1975). Enfin, l'existence synchrone de dépôts pélagiques et d'évaporites rattachés au Messinien ne permet pas, en l'état actuel des connaissances, de saisir clairement les effets de la "crise de

salinité messinienne" en mer d'Alboran. Néanmoins, l'étude de la retombée méditerranéenne de la Serranía de Ronda nous a permis de mettre en évidence une vigoureuse phase d'incision ayant été déclenchée par la "crise" messinienne (*infra* : III Partie Chap. 3).

Ces premiers éléments permettent de définir une évolution morphologique différenciée en fonction de l'aire d'influence des deux niveaux de base régionaux, c'est-à-dire le bassin de Ronda et la Hoya de Málaga. Dans la zone d'influence du bassin de Ronda, on relève l'absence d'entailles liées à l'effet régressif messinien, au contraire il semble que cette phase marque le parachèvement de la "surface tortono-messinienne". Par contre, les reliefs dominant la Hoya de Málaga ont connu une puissante phase d'incision si on se réfère aux profonds vallons moulés par une formation à blocs (*infra* : III Partie Chap. 3). Cette opposition entre ces deux domaines est, d'autre part, renforcée par les conditions de dépôts du Pliocène. Celui-ci fossilise une topographie différenciée dans la Hoya de Málaga, voire s'inscrit localement en contrebas du Miocène alors qu'il est absent du bassin de Ronda ; au niveau du détroit de Carmona (bassin atlantique du Guadalquivir) le Pliocène semble, par contre, reposer sur le Miocène. Face à une telle différence de comportement morphogénique, il sera important de faire la part des incidences du Messinien dans la karstogenèse des *sierras* dépendant soit du domaine atlantique (bassin de Ronda), soit du domaine méditerranéen (mer d'Alboran).

5. LE PLIOCENE : UNE NETTE INDIVIDUALISATION DU DOMAINE MÉDITERRANÉEN

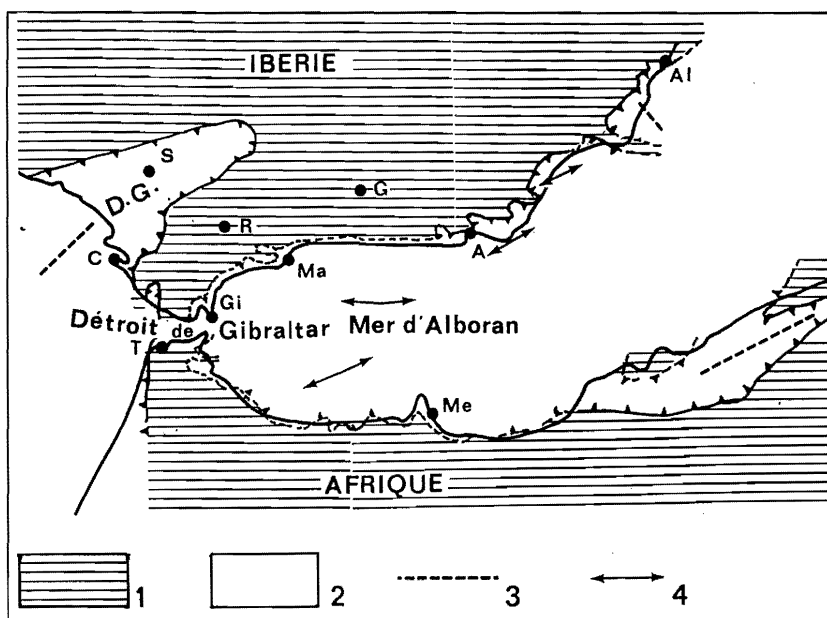
Le Pliocène se caractérise, dans la région étudiée, par l'individualisation de deux domaines paléogéographiques.

Au nord, on relève une réduction progressive du bassin marin du Guadalquivir, limité tout d'abord au seul détroit

Figure III.22 - Paléogéographie au Pliocène inférieur en Méditerranée occidentale

(D'après J. Rodriguez Fernandez, 1981)

1 : Zone émergée ; 2 : Domaine marin supposé ; 3 : Zone de forte subsidence ; 4 : Haut fond marin ; D.G. : Déroit du Guadalquivir.



de Carmona (C. Viguier, 1974) puis au bassin d'effondrement de Cadix *s.l.* (Figure III.22). Cette évolution associée au soulèvement post-messinien (puis, ultérieurement post-pliocène) marque l'arrêt définitif de la sédimentation marine dans le bassin de Ronda.

Par contre, le Pliocène se caractérise sur le rebord méditerranéen de la Serranía de Ronda par une nette et rapide transgression marine (W.D. Nesteroff et *al.*, 1972 ; J.M. Rouchy et *al.*, 1980 ; M.B. Cita, 1971 et 1980 ; C. Montenat et J.J. Bizon, 1975). Les premiers termes discordants de la sédimentation pliocène en mer d'Alboran sont spécifiques de conditions marines ouvertes et profondes (faciès pélagiques).

Dans la transversale étudiée, la transgression pliocène se limite à la seule Hoya de Málaga *s.l.* (piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda inclus). La sédimentation marine pliocène se caractérise par différents faciès (M. Blumenthal, 1930, 1949).

La série pliocène débute par des argiles bleues de faciès plaisancien qui, vers le haut, se chargent progressivement en sables et passent à des alternances marno-sableuses bien stratifiées. Ces niveaux passent progressivement à des sables jaunâtres qui ont été initialement attribués au Pliocène moyen voire supérieur (M. Blumenthal, 1949). La détermination de la microfaune (J. Magne in R. Lhénaff 1977) contenus dans des sédiments de la Hoya de Málaga et du littoral permet de rattacher plutôt les argiles et les premiers termes sableux au Pliocène inférieur (biozone à *Globorotalia margaritae*) et le sommet des dépôts sableux à la transition Pliocène inférieur-Pliocène moyen (biozone à *Globorotalia puncticulata*). Ce que confirme l'étude des ostracodes (P. Carbonel-Université de Bordeaux I) et des foraminifères (R. Anglada-Université de Provence-Marseille) des sables du site du Puerto de los Martinez qui associe ces sédiments à un Pliocène moyen (*infra* : Livre III, Chap. 3).

En direction du paléo-littoral bétique, cette séquence pliocène prend un caractère plus grossier. Vers ce qui était la paléo-frange littorale (retombée méditerranéenne de la Serranía de Ronda), les sédiments argileux passent latéralement à des sables et les sédiments sableux à des conglomérats. Au nord d'Alozaina, l'entaille de l'Arroyo del Tejar dans les formations pliocènes permet de bien suivre ce passage latéral. A la lueur de nouvelles coupes et interprétations, ce conglomérat pliocène sera étudié plus en détail dans la partie consacrée à la Serranía de Ronda (*infra* : Livre III, Chap. 3). Ce conglomérat est composé à sa base d'éléments très bien roulés essentiellement allochtones ; il se charge progressivement, vers le haut, d'éléments autochtones et de plus en plus grossiers. Plusieurs sites, entre Alozaina et Casarabonela, nous ont permis de constater que ce faciès conglomératique reste essentiellement localisé au débouché d'anciennes incisions torrentielles.

Le Pliocène marin de la Hoya de Málaga a clairement fossilisé une morphologie différenciée tant au cœur de la *hoya* que sur l'ancienne frange littorale.

Au niveau du village de Pizarra, à l'entrée du río Guadalhorce dans la Hoya de Málaga, le Pliocène marin se situe en contrebas de la molasse miocène et moule une topographie différenciée (R. Lhénaff, 1977 ; J. Bourgois, 1978). En d'autres secteurs de la *hoya*, on relève que le remblaiement molassique miocène a été profondément entaillé voire évacué ; le Pliocène repose alors directement sur les flyschs néo-numidiens (carte géologique d'Alora, IGME, 1978).

Sur la retombée méditerranéenne de la Serranía de Ronda, le Pliocène marin fossilise une topographie différenciée et des formations continentales ayant elles-mêmes moulées des paléo-incisions fluviales. Bien que les relations entre le Pliocène et ces formations soient étudiées en détail dans la partie consacrée à la Serranía de Ronda (*infra*), nous présentons, ici, brièvement nos conclusions étant donné qu'elles apportent de nouvelles données sur l'évolution paléogéographique de cette transversale. Sur la retombée sud-orientale de la Sierra Alcaparain, nous avons relevé sur le site dit "du Puerto de los Martinez" (660-640 m d'altitude), l'existence d'un travertin et d'une formation à blocs qui ont été fossilisés par le Pliocène marin. Le sommet et le flanc méridional du travertin sont perforés de nombreux lithophages et recouverts par un conglomérat. L'étude des foraminifères (R. Anglada-Université de Marseille) permet de rapporter ce conglomérat à un dépôt marin littoral. Le contact entre travertin et sédiments marins révèle que cette formation carbonatée était déjà en inversion de relief et devait s'apparenter à un petit "éperon" battu puis recouvert par la mer. Au NNW de cet ancien "éperon littoral", se développe une formation à gros blocs qui moule des paléo-vallons et dont certains éléments reposent sur le travertin. Cette formation détritique est localement perforée par des lithophages et recouverte par le conglomérat marin pliocène. De ces nouvelles observations, on peut faire ressortir, d'une part, l'existence de deux phases d'incision fluviales anté-pliocènes, et, d'autre part, la situation littorale *s.l.* du site du Puerto de los Martinez durant le Pliocène ; site qui est aujourd'hui perché à 650 m d'altitude. Par ailleurs, ce même site révèle, vers le sommet de la sédimentation conglomératique pliocène, la présence d'imbrications bréchiques d'origine continentale. La mise en évidence de ces imbrications qu'on a retrouvé sur d'autres sites de ce piémont (*infra* : Livre III, Chap. 3) remet, ici, en cause l'attribution quasi-systématique des brèches dites "mortadelles" au "Villafranchien".

6. LES DÉPÔTS CONTINENTAUX ANCIENNEMENT RAPPORTÉS AU "PLIO-PLÉISTOCÈNE" ET LEUR RAPPORT AVEC LA SÉDIMENTATION MARINE PLIOCÈNE

Dans la transversale étudiée, une série de dépôts bréchiques rapportés jusque là au Plio-Pléistocène affleurent en de nombreux secteurs du piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda (Alozaina, Casarabonela, Alcaparain) ainsi que de la bordure méridionale la Hoya de Málaga (Sierra de Mijas, Monts de Málaga). Ces formations bréchiques qui se caractérisent par de puissants remblaiements détritiques de piémont, ont été également décrites sur la retombée méditerranéenne des Sierras littorales de Mijas et de Bermeja (M. Blumenthal, 1949 ; J. Fourniguet, 1975 ; R. Lhénauff, 1977) ainsi que dans les bassins bétiques centraux et orientaux (R. Lhénauff, 1977). Dans ces différents sites, ces formations sont composées de débris sub-anguleux à sub-émoussés d'origine locale et emballés dans une matrice microbréchique rosâtre. Elles sont généralement fortement indurées par un ciment calcaire et présentent le faciès dit de "brèche mortadelle". Dans la plupart des coupes étudiées, on relève une relative stratification du matériel ainsi qu'un accroissement de la taille des débris vers le haut de la formation. La disposition de ce matériel suggère une mise en place par des écoulements, de type torrentiel si on se réfère à l'analyse granulométrique réalisée par R. Lhénauff (1977) sur les différentes matrices de cette formation bréchique.

Cette formation bréchique de type "mortadelle" a été l'objet de nombreux travaux et de diverses interprétations (L. Mallade, 1911 ; D. Orueta, 1917 ; M. Blumenthal, 1930, 1949 ; R. Lhénauff, 1977). De nouvelles observations réalisées avec l'aide de J.L. Guendon sur les sites d'Alozaina et du Puerto de los Martinez nous permettent de proposer une nouvelle interprétation chrono stratigraphique de ces dépôts continentaux.

6.1. Les apports des sites de Torremolinos et du Puerto de los Martinez

Nous n'aborderons, ici, que deux sites où apparaît le contact entre le Pliocène marin et les "brèches mortadelles". L'étude de cette formation bréchique et de ses rapports avec, d'une part, la sédimentation marine pliocène, et, d'autre part, le cadre paléogéographique sera abordée beaucoup plus en détail dans le chapitre consacré au piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda (*infra* : Livre III, Chap. 3). Nous renvoyons le lecteur à ce chapitre en ce qui concerne notamment l'étude du piémont de la Sierra Prieta (site d'Alozaina).

6.1.1. Le site de Torremolinos a été étudié par M. Blumenthal (1949) au lieu-dit "la Casa del Tajo" et

complété par R. Lhénauff (1977) au niveau de l'entaille de l'Arroyo de los Muertos. Il se situe sur le piémont sud-oriental de la Sierra de Mijas, en contrebas d'un pédiment qui recoupe les dolomies marmoréennes alpujarrides. La coupe qui a été relevée, présente depuis la base la succession suivante :

- des sables jaunes marins qui se chargent, vers le haut, en galets roulés ;
- des grès roses de plus en plus indurés vers le sommet et de plus en plus riches en graviers (essentiellement de quartz) présentant un émoussé marin ;
- un conglomérat composé de galets de dolomies sub-arrondis, de sables, de graviers marins et de débris de mollusques marins. L'ensemble est puissamment induré par un ciment calcaire. Un niveau gréseux coiffe ce conglomérat ;
- une brèche présentant un faciès "mortadelle"

Cette coupe semble indiquer un passage progressif du faciès marin sableux au faciès continental bréchique. Pour M. Blumenthal (1949), qui rattachait ces sables marins au Pliocène moyen (à l'époque "Astien"), la brèche datait du Pliocène supérieur. La détermination ultérieure de la microfaune contenue dans ces sables a permis de préciser l'âge des sédiments marins (J. Magne in R. Lhénauff, 1977) : le toit de la sédimentation sableuse (immédiatement sous les grès roses) correspond à la transition Pliocène inférieur-Pliocène moyen (biozone à *Globorotalia puncticulata*). Comme les "brèches mortadelles" étaient, auparavant, fréquemment rattachées au "Villafranchien", R. Lhénauff (1977) se demande si la continuité de sédimentation entre le Pliocène marin et la brèche n'est pas qu'apparente. De plus cet auteur fait remarquer qu'il existe une discordance angulaire entre les bancs inférieurs du Pliocène marin basculés vers le sud et la formation continentale. L'existence d'une flexuration du Pliocène n'ayant pas affecté la brèche n'est, cependant, pas à nos yeux forcément synonyme d'une discontinuité entre ces deux formations. Comme le signale d'ailleurs R. Lhénauff, il y a pu avoir une discordance progressive à l'intérieur du Pliocène inférieur, ce qui n'exclurait donc en rien la continuité du remblaiement continental avec les niveaux les plus élevés du Pliocène marin et le dépôt bréchique. De plus ce type de "discordance" entre la base et le sommet d'une telle série sédimentaire est une figure caractéristique d'un système de comblement deltaïque progradant de type "Gilbert delta" (G. Clauzon *et al.*, 1989). C'est pourquoi, nous considérons qu'il existe vraisemblablement au niveau de cette coupe une continuité sédimentaire entre les dépôts marins et la formation bréchique.

6.1.2. Le site du Puerto de los Martinez

Sur le piémont sud-oriental de la Sierra Alcaparain (Grajo-1293 m), la brèche dite "mortadelle" affleure à partir de 720 m d'altitude. Cette brèche a fossilisé une

morphologie différenciée notamment des paléo-vallons, d'où les nombreuses variations transversales d'épaisseur relevées sur cette retombée (d'une cinquantaine à quelques mètres). D'ailleurs, l'essentiel de la "brèche mortadelle" reste cantonnée au paléo-cheminement de ces anciens vallons ce qui explique le caractère éparé de cette couverture détritique sur ce piémont.

Vers l'aval, ces paléo-vallons remblayés de matériel bréchique se raccordent aux conglomérats marins pliocènes du "Puerto de los Martinez". Ce raccord sédimentaire est particulièrement net au nord de l'Arroyo de Martina. A cet endroit, entre 640-620 m, nous avons relevé un passage latéral entre la formation continentale et la sédimentation marine pliocène. Ce passage se caractérise par de multiples imbrications en coin entre ces deux formations (Figure III.23). Nous avons également relevé dans ce secteur une progradation progressive de la "brèche mortadelle" sur les sédiments marins. L'accentuation de la décharge continentale est également perceptible dans la composition pétrographique du conglomérat marin : on relève vers le "sommet" de cette formation un net accroissement de matériel provenant de la Dorsale bétique (calcaires et dolomies) alors que la base de ce conglomérat est essentiellement composée d'éléments allochtones. Ce changement pétrographique est également marqué par un moindre émousé des débris.

Ces nouvelles observations permettent de mettre en évidence, ici, l'existence de décharges détritiques dans la

mer pliocène qui baignait le pied de la sierra et surtout une filiation directe entre les premiers termes de la brèche continentale dite "mortadelle" et les conglomérats marins pliocènes. Ces dépôts continentaux viennent ensuite progressivement prograder les sédiments marins. Outre cette progradation, l'afflux en masse de matériel détritique descendant de la serranía a eu pour effet de remblayer complètement les entailles torrentielles voire de déborder sur leurs interfluves.

6.2. Les rapports entre la "brèche mortadelle" et le Pliocène marin et la révision de son âge

La révision de la coupe de Torremolinos et nos observations sur le site du Puerto de los Martinez ainsi que sur le site d'Alozaina (*infra* : Livre III, Chap. 3, 2.b.) permettent d'apporter les nouvelles données suivantes :

- la base de la "brèche mortadelle" fossilise une topographie différenciée. Elle a remblayé d'anciens vallons qui se raccordaient à la mer pliocène. Le site du Puerto de los Martinez indique, au débouché de ces paléo-vallons, un passage latéral entre les formations continentales et le conglomérat marin. Il existe, donc, bien une relation sédimentaire directe entre le Pliocène marin et la brèche "mortadelle" ;

- si on se réfère aux calages chronostratigraphiques des terrains pliocènes, les premiers termes des apports continentaux, contemporains des conglomérats marins,

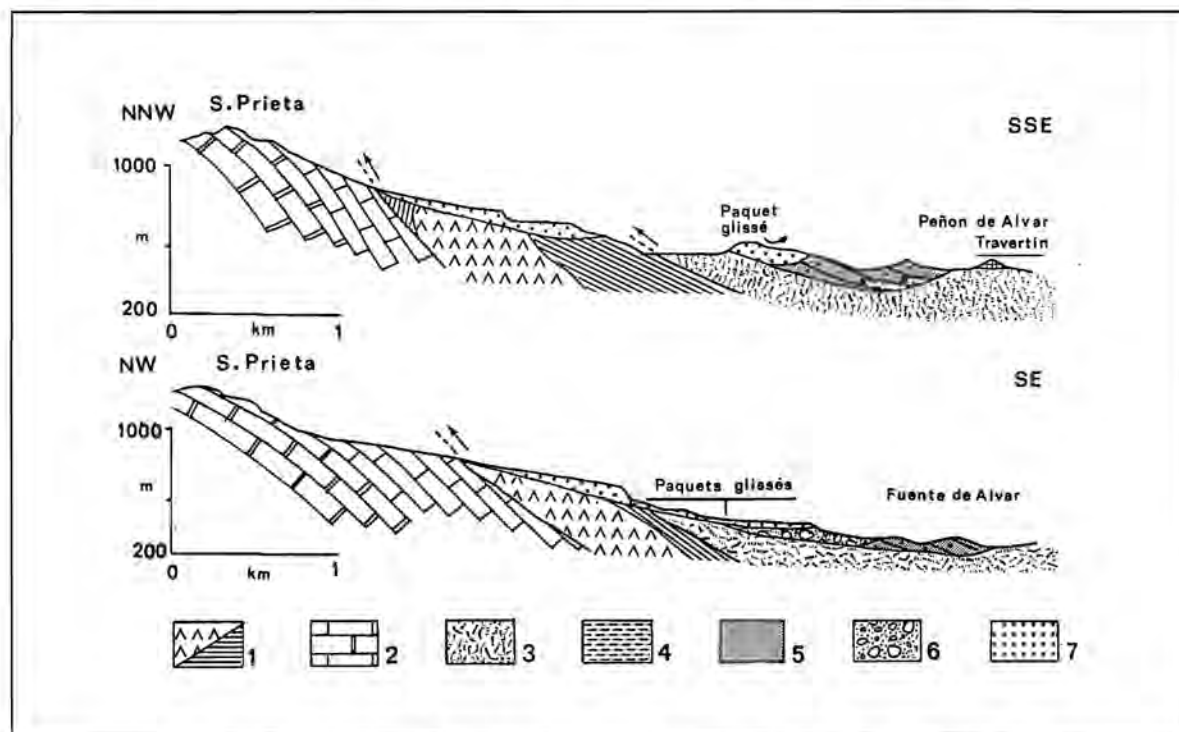


Figure III.23 - Les glacis pliocènes du versant méridional de la Sierra de Prieta

D'après J. Monnot et E. Rigo, 1973 ; R. Lhénaff, 1977 ; J.J. Delannoy, 1987).

1 : Unités alpujarrides : 1a : Péridotite ; 1b : gneiss et micaschistes ; 2 : Dorsale Bétique - calcaires et dolomies liasiques ; 3 : Flyschs indifférenciés ; 4 à 7 : Pliocène ; 4 : Marnes bleues ; 5 : Sables ; 6 : Conglomérat ; 7 : Brèches dites "mortadelles".

appartiendraient à la transition Pliocène inférieur-Pliocène moyen, voire au début du Pliocène moyen, et non plus au "Plio-Pléistocène" (anciennement "Villafranchien") ;

- la brèche "mortadelle" en progradant graduellement les sédiments marins ont contribué au remblaiement des rias pliocènes, tout au moins aux abords de la paléofrange littorale. On retrouve ici un schéma d'évolution globalement identique à celui décrit par G. Clauzon dans le Sud-Est de la France (G. Clauzon *et al.*, 1989).

- La brèche "mortadelle" témoigne d'une puissante ablation des reliefs de la *serranía* qui bordait alors la mer. Les matériaux arrachés à la montagne ont colmaté les paléo-vallons, ont ensuite débordé sur leurs interfluvies et se sont, enfin, vraisemblablement étalés en nappes. L'ensemble de cette mise en place du matériel bréchique suppose une relative proximité du niveau de base marin.

Les brèches "mortadelles" apparaissent souvent associées dans le paysage à de vastes glacis de piémont. Dans la transversale de Ronda, le plus bel exemple de glacis est, sans nul doute, celui dominant le village d'Alozaina (R. Lhénaff, 1977 ; J.J. Delannoy *et al.*, 1989). Situé sur le piémont méditerranéen de la Sierra Prieta (1521 m), ce glacis débute, vers 780 m, par un court piémont recoupant les assises de la Dorsale Bétique et qui passe en contrebas à une vaste plate-forme agencée dans les "brèches mortadelles" (*infra* : Livre III, Chap. 3) (Figure III.24). Pour R. Lhénaff (1977), il y aurait continuité entre ce piémont et un glacis d'accumulation bréchique (rapporté au Villafranchien). Plusieurs faits nous autorisent à dissocier le dépôt des "brèches mortadelles" et l'agencement de ce glacis de piémont. Tout d'abord, le sommet actuel du glacis ne correspond pas à un éventuel "toit" du remblaiement détritique mais clairement à une troncature d'érosion (de type piémont). Cet aplanissement est manifeste aussi bien longitudinalement que transversalement. Transversalement, il recoupe indifféremment la brèche

"mortadelle" (paléo-vallons fossilisés) et son encaissant (anciens interfluvies). D'autre part, de nombreuses cavités agencées dans la formation bréchique ont été décapitées par ce glacis. Enfin, longitudinalement, le piémont tronquant les assises carbonatées de la Dorsale se prolonge sans aucune rupture de pente dans le matériel détritique. Les conditions d'agencement de ce piémont ainsi que son âge seront abordés en détail dans le chapitre concernant ce piémont (*infra* : Livre III, Chap. 3).

Ces observations nous permettent de dissocier, au moins dans le cas d'Alozaina, le dépôt des "brèches mortadelles" et l'élaboration de ce glacis de piémont. Son extension est, peut-être, ici, liée au fait que ce piémont s'est substitué à une topographie qui avait déjà acquis une certaine planité : le glacis d'accumulation détritique ("brèches mortadelles"). L'élaboration de ce vaste piémont, vraisemblablement plio-pléistocène selon les calages que nous avons pu réaliser (*infra* : Livre III, Chap. 3), est assurément antérieure au soulèvement d'ensemble de la *serranía* qui a porté les sédiments marins pliocènes à 650 m d'altitude.

7. LES MOUVEMENTS TECTONIQUES POST-PLIOCENES

Le fait de trouver sur le piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda les formations pliocènes vers 650 m d'altitude suppose une importante phase d'exhaussement post-pliocène de cette retombée. Ce soulèvement serait de l'ordre de 550 mètres si on se réfère au maximum transgressif du Pliocène estimé à un peu moins de 100 mètres (B.U. Haq *et al.*, 1987) et si on considère que le site du Puerto de los Martinez correspondait globalement à la paléofrange littorale (*infra* : Livre III, Chap. 3).

Or, en dehors de certains secteurs où des accidents et déformations affectent des formations pliocènes, voire plio-pléistocènes, comme dans le Levant (C. Montenat, 1973 ; J.C. Bousquet *et al.*, 1976 ; B. Dumas, 1977) et

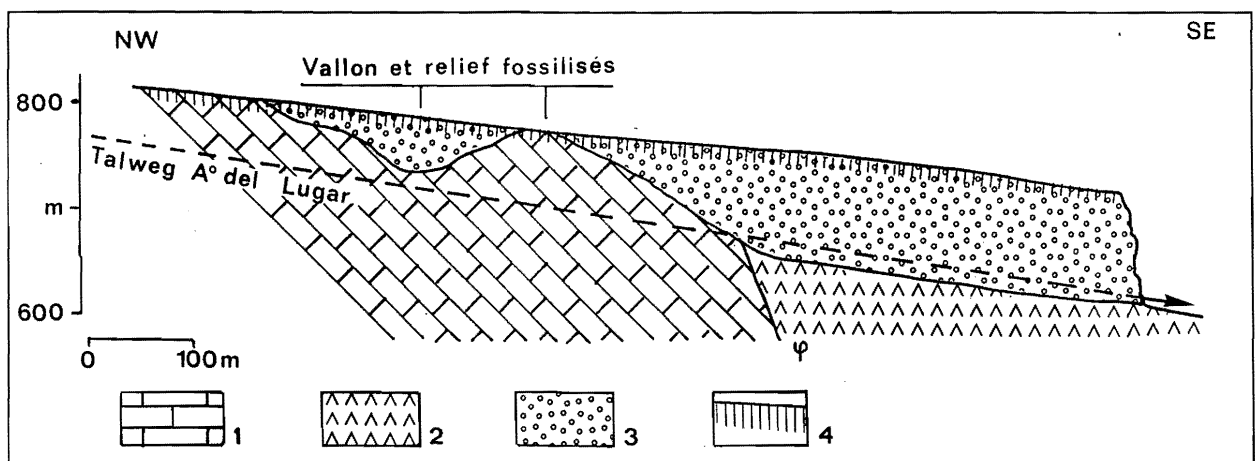


Figure III.24 - Exemple de topographie différenciée fossilisée par des formations bréchiques sur la retombée sud-orientale de la Sierra Prieta (Alozaina)

1 : Dorsale bétique; 2 : Périodites alpujarrides; 3 : Formation bréchique; 4 : Glacis d'ablation.

dans les bassins de Granada (R. Lhénaff, 1977) et de Guadix-Baza (A. Estevez et *al.*, 1976), les effets de la tectonique post-pliocène n'ont pas été, pendant longtemps, considérés à leur juste valeur. Cela tient à divers facteurs objectifs :

- l'ampleur de ces déformations est très inégale d'un secteur à l'autre. Elle peut se manifester aussi bien par des méga-structures (plis), des rejeux d'anciens accidents tectoniques en faille inverse ou en décrochement tel le décrochement senestre de Carboneras (Almería), que par des microstructures (micro-failles, diaclases);

- en de nombreux secteurs, l'absence de terrains pliocènes et/ou plio-pléistocènes ne permettait pas d'attribuer au Pléistocène certaines déformations et accidents tectoniques. Ceci explique que la plupart de ces accidents furent communément rattachés à des épisodes antérieurs comme les mouvements "post-messiniens" (charnière mio-pliocène).

Depuis une dizaine d'années, l'étude conjointe des déformations et accidents ainsi que de la microtectonique

(J.C. Bousquet et *al.*, 1975, 1976, 1977) a mis en valeur l'existence d'une active phase tectonique vraisemblablement contemporaine du Pléistocène inférieur. Le début de cet épisode reste, en effet, relativement délicat à fixer à cause de l'âge souvent imprécis des formations continentales pliocènes et plio-pléistocènes. Par contre d'une manière générale, on constate que les glacis et les terrasses rapportés au Pléistocène moyen viennent souvent sceller d'importantes déformations ayant affecté des dépôts pliocènes ou plio-pléistocènes.

A partir du moment où des dépôts et des morphologies pliocènes ou plio-pléistocènes ont pu être mis en valeur, il a été possible de mesurer le caractère et l'ampleur des mouvements pléistocènes (Figure III.25). C'est, par exemple, le cas du bassin d'Arcos de la Frontera-Bornos où les formations néogènes sont affectées par des ondulations anticlinales et synclinales d'orientation NNE-SSW ainsi que par un accident décrochant dextre de même direction (J. Benkhelil, 1976). De même, sur la bordure sud-orientale du bassin de

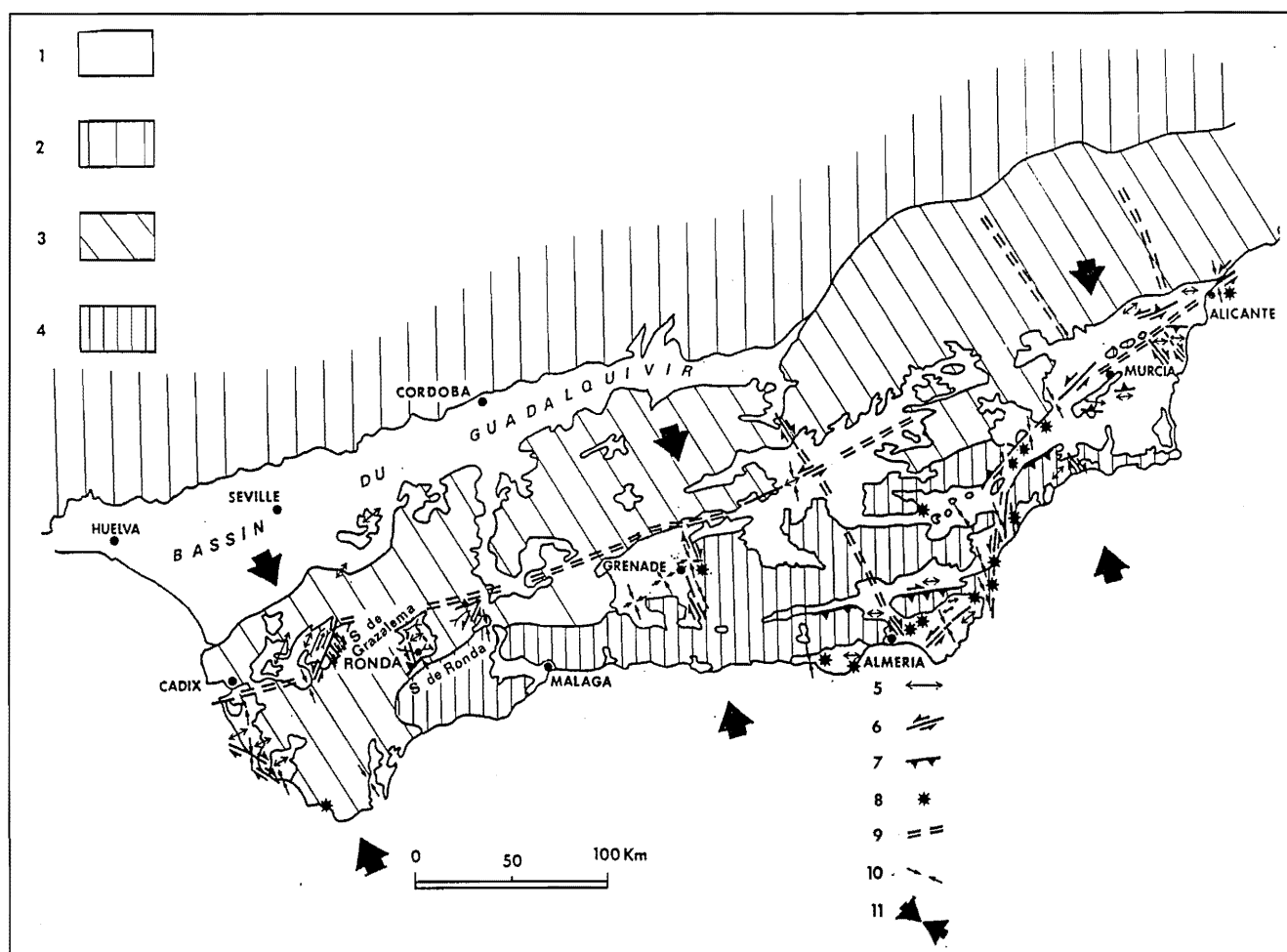


Figure III.25 - Les mouvements tectoniques pléistocènes dans les Cordillères Bétiques

(D'après J. Cl. Bousquet et *al.*, 1977)

1 : Bassin miocène supérieur au Pléistocène ; 2 : Avant-pays (Meseta) ; 3 : Zones externes bétiques et flyschs ; 4 : Zones internes bétiques ; 5 : Plis pléistocènes ; 6 : Accidents décrochants ; 7 : Plongement en faille inverse ; 8 : Tectonique en compression post-pléistocène moyen ; 9 : Accidents supposés ; 10 : Direction de raccourcissement d'après les mesures de microtectoniques ; 11 : Direction de raccourcissement générales.

Ronda, d'anciens accidents tectoniques ont joué en faille inverse et ont déformé des surfaces rattachées au Pliocène liée à une accentuation de l'ondulation synclinale du Guadalbacín-Guadiaro. Dans les Cordillères Bétiques occidentales, le soulèvement d'ensemble que nous avons pu mettre en valeur à partir de la situation des formations pliocènes d'Alozaina-Puerto de los Martinez, s'est accompagné de déformations à grand rayon de courbure alors qu'il semble que dans les Cordillères Bétiques centrales et orientales, la tectonique cassante ait été beaucoup plus présente (J.P. Cadet *et al.*, 1978 ; J.C. Bousquet *et al.*, 1977 ; B. Dumas *et al.*, 1977 ; Ph. Ott d'Estevou *et al.*, 1985).

Cette phase tectonique s'est prolongée durant le

Pléistocène moyen et supérieur comme en témoigne l'étude des niveaux marins pléistocènes le long du littoral espagnol de la mer d'Alboran (M. Gigout *et al.*, 1974, 1977 ; G. Pierre *et al.*, 1976 ; J.P. Cadet *et al.*, 1978). Des déformations à grand rayon de courbure ont pu être mises en évidence grâce aux variations altimétriques des littoraux pléistocènes et principalement du Tyrrhénien récent (Ouljien dans la chronologie classique marocaine) et du Tyrrhénien ancien (Anfatien) qui seuls fournissent de francs repères géométriques (Figure III.26). De part et d'autre du détroit de Gibraltar, on distingue :

- des mouvements de subsidence aux niveaux du delta du Guadalquivir et de la baie de Cadix ;
- un net soulèvement aux abords du détroit de

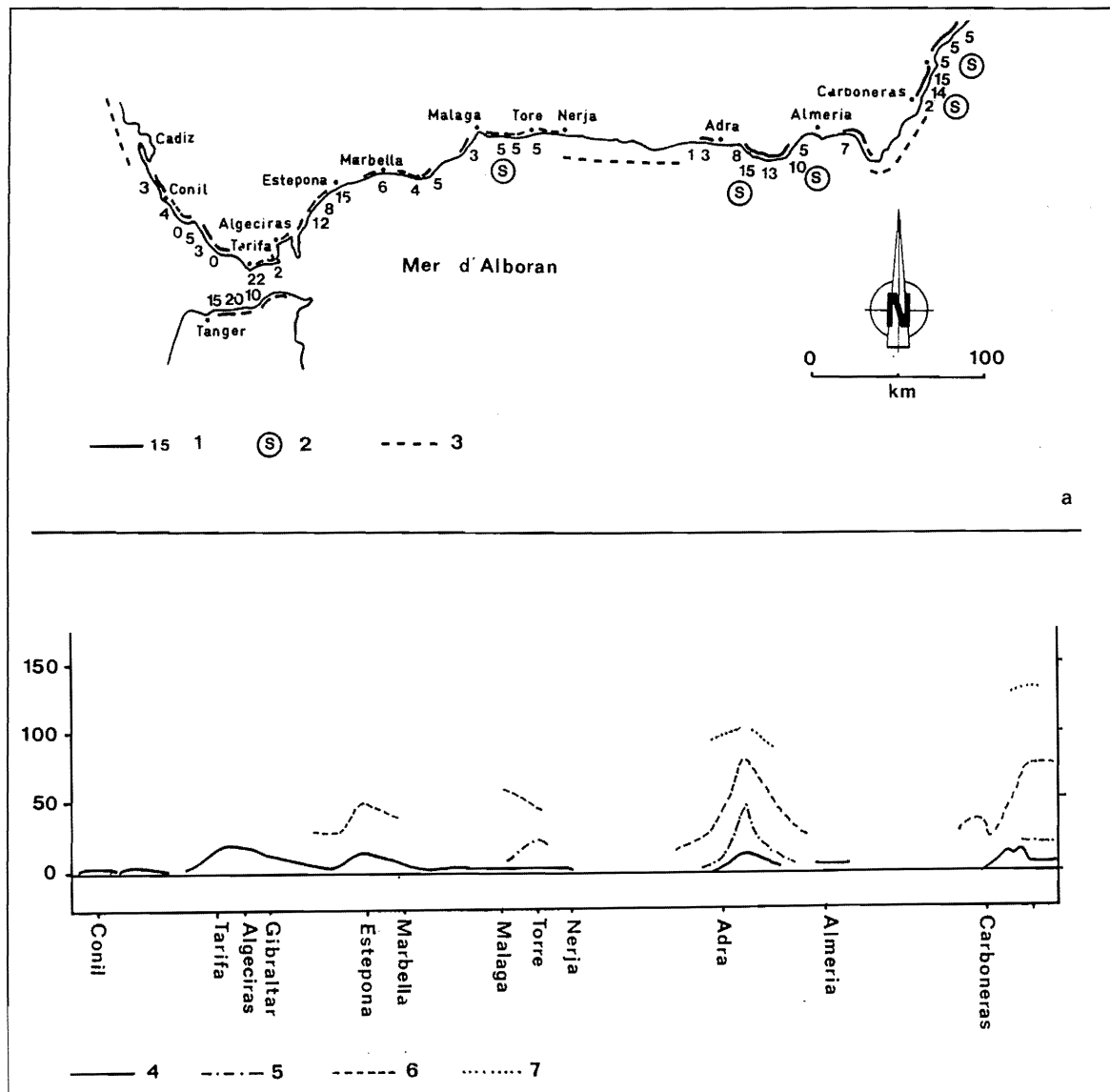


Figure III.26 - Localisation et position des dépôts marins pléistocènes littoraux

D'après J.P. Cadet *et al.*, 1978.

a : Localisation des dépôts marins du Tyrrhénien récent et altitude des rivages fossiles au maximum de la transgression.

1 : Localisation des dépôts marins pléistocènes et leur altitude ; 2 : Dépôts marins à Strombes ; 3 : Secteurs sans dépôts marins en voie d'affaissement pendant le Pléistocène.

b : Projection perpendiculaire des littoraux pléistocènes en position et altitude.

4 : Sicilien ; 5 : Tyrrhénien ancien ; 6 : Tyrrhénien moyen ; 7 : Tyrrhénien récent.

Gibraltar qui a porté le niveau tyrrhénien récent à une vingtaine de mètres d'altitude. Compte tenu du niveau eustatique du Tyrrhénien récent, l'amplitude du soulèvement est de l'ordre d'une quinzaine de mètres sur une période d'environ 80 000 ans ;

- un soulèvement moins prononcé du littoral espagnol de la mer d'Alboran jusqu'au niveau de Torrox del Mar. On relève un abaissement progressif au fur et à mesure qu'on s'éloigne du détroit de Gibraltar. En ce qui concerne la retombée méridionale de la Serranía de Ronda, le niveau tyrrhénien récent se situe vers 15 m à Estepona, 6 m à Marbella et 5 m à Málaga ; le niveau tyrrhénien ancien se trouve, quant à lui, aux alentours de 40 m au niveau d'Estepona et de Marbella ;

- des accidents cassants ont également été relevés (Cabo de Trafalgar) mais ceux-ci restent localisés et peu importants, notamment par rapport à ceux observés dans les Cordillères Bétiques orientales (Campo de Dalías : J. Fourniguet, 1975, 1976 ; Cabo de Gata : J.C. Bousquet et *al.*, 1976) et dans le Levant espagnol (liés au jeu de l'accident décrochant de Carboneras ; J.C. Bousquet et *al.*, 1976 ; B. Dumas et *al.*, 1977 ; Ph. Ott d'Estevou et *al.*, 1985).

Les mouvements tectoniques mis en valeur grâce aux niveaux marins pléistocènes de la mer d'Alboran révèlent l'existence d'une tectonique relativement active durant le Pléistocène moyen et supérieur, même si celle-ci ne possède pas l'ampleur des déformations observées sur les arcs tyrrhénien et égéen. D'autre part, à partir de ces variations géométriques, on constate pour les Cordillères Bétiques occidentales que :

- le régime subsident qui a débuté dès le Miocène supérieur (dépression du Guadalquivir et baie de Cadix), s'est maintenu durant le Pléistocène et se poursuit actuellement ;

- les littoraux soulevés au cours du Pléistocène correspondent aux secteurs côtiers possédant une sédimentation pliocène transgressive. Dans ce cas, les mouvements positifs pléistocènes ont partiellement contribué à l'exondation des bassins pliocènes qui étaient en voie de colmatage par les décharges détritiques continentales : c'est, par exemple, le cas de la Hoya de Málaga.

Globalement, l'épisode tectonique pléistocène est responsable d'un soulèvement d'ensemble des Cordillères Bétiques qui a été plus accentué au niveau des zones internes. Dans le cas des Cordillères bétiques occidentales, cet épisode se marque par des déformations à grand rayon de courbure alors que, dans les Cordillères Bétiques orientales, il s'est traduit par le jeu en décrochements d'accidents anciens (N 40° à N 50°) qui furent responsables à l'Oligo-Miocène du coulisage du "bloc d'Alboran" vers l'Ouest (failles de Carboneras-Almería- faille de N°Kor).

Ces mouvements tectoniques rattachés au Pléistocène

ont, sans nul doute, contribué à activer l'enfoncement des vallées notamment celles entaillant les versants méditerranéens et à accélérer l'enfoncement et la structuration du drainage endokarstique.

8. LE BILAN DE LA MISE EN PLACE DES CORDILLERES BÉTIQUES

Au terme de cette reconstitution, on peut distinguer trois grandes périodes de déformations tectoniques liées aux mouvements des plaques eurasiatique et africaine :

- Les mouvements compressifs responsables de la mise en place des structures majeures bétiques. La structuration en nappes des zones internes a débuté dès le Crétacé supérieur et s'est prolongée jusqu'à l'Eocène qui marque l'épisode paroxysmale de charriage. Il est suivi d'une seconde phase orogénique à l'origine de la structuration des zones externes bétiques et du charriage des zones internes sur les zones externes. Cette phase qui s'est manifestée vers la fin du Miocène moyen (fini et post-Burdigalien), correspond à la dernière phase de serrage importante qu'ont connue les Cordillères Bétiques.

- Suite à ces phases compressives majeures dans la mise en place des Cordillères Bétiques, la chaîne bétique a connu une période où domine la distension. Cette phase distensive tardi-orogénique, rapportée au fini-Burdigalien

- Tortonien inférieur, est responsable de l'individualisation du bassin de Ronda et de "l'ouverture" de la mer d'Alboran, qui ont été plus ou moins précocement envahis par la mer miocène. La sédimentation marine s'y est maintenue jusqu'au Messinien.

On remarque dans les deux bassins molassiques de cette transversale (Hoya de Málaga et bassin de Ronda) l'absence du Messinien terminal qu'on peut rattacher à deux dynamiques ayant pu conjuguer leurs effets :

- La première d'entre-elles peut être corrélée à une courte phase tectonique responsable de la déformation des dépôts molassiques et d'un exhaussement privilégié des zones internes bétiques ; nous rattachons essentiellement à cet épisode l'arrêt définitif de la sédimentation marine dans le bassin de Ronda.

- La seconde est plus à rechercher dans les incidences qu'a pu générer la "crise messinienne méditerranéenne" sur les reliefs dominant la mer d'Alboran et sur des golfes relativement excentrés comme la Hoya de Málaga.

Le fait que le Pliocène inférieur marin de la Hoya de Málaga se situe en contrebas des formations molassiques rend compte de cette double dynamique.

Le Pliocène qui se caractérise dans la seule Hoya de Málaga par un nouvel épisode sédimentaire (jusqu'au Pliocène moyen), constitue le terme de cette longue phase distensive.

- Une nouvelle phase tectonique a postérieurement affecté la chaîne bétique. Les déformations les mieux

marquées de ce nouvel épisode se situent dans les Cordillères Bétiques orientales où les accidents ont été réactivés et ont fonctionné en importants décrochements senestres (exemple de l'accident de Carboneras-Almería ; supra). Des rejets verticaux importants (plusieurs milliers de mètres) ont également été relevés dans la Sierra Nevada et sur ses rebords (C. Sanz de Galdeano, 1976). Dans le reste de la chaîne bétique, les accidents structuraux correspondent en général à des plis de direction ENE-WSW (ondulation du Guadiaro dans le bassin de Ronda) accompagnés de jeux et surtout de rejeux de faille. L'ensemble de ces déformations est l'expression d'un raccourcissement de direction subméridienne (NNW-SSE), lié au rapprochement des plaques eurasiatique et africaine qui a été particulièrement actif durant le Pléistocène inférieur.

Ce régime se caractérise au niveau de la transversale étudiée par un soulèvement d'ensemble des Cordillères Bétiques, plus particulièrement accentué au niveau des zones internes (Dorsale bétique). La position actuelle des sédiments marins pliocènes sur le piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda permet d'estimer, à ce niveau de la transversale, un soulèvement de 550 mètres.

L'étude des niveaux marins du Pléistocène moyen et supérieur de la mer d'Alboran (J.P. Cadet et al., 1978) a mis en évidence un certain nombre de déformations et d'accidents qui attestent de la permanence d'une tectonique active durant l'ensemble du Pléistocène et jusqu'à l'Actuel.

9. DES CONFIGURATIONS GEOLOGIQUES FAVORABLES A LA KARSTIFICATION

En dehors des paramètres extérieurs intervenant directement sur la karstification ($H_2O + CO_2$ et gradient hydraulique), celle-ci dépend aussi du dispositif litho-structural qui peut favoriser ou contrarier l'agencement et l'évolution des systèmes karstiques.

Bien que l'ensemble des caractères litho-structuraux soit abordé en détail dans l'étude des Serranías de Ronda et de Grazalema, on peut distinguer dès à présent deux grands ensembles lithologiquement favorables à la karstification :

- la puissante ossature carbonatée de la Dorsale bétique pouvant atteindre 1400 mètres d'épaisseur ;
- et la série calcaire jurassique pénibétique qui totalise 400 à 600 mètres d'épaisseur.

Dans la Serranía de Grazalema, du fait de l'empilement de plusieurs unités carbonatées, le potentiel spéléo-karstique peut atteindre près de 1000 mètres d'épaisseur sauf dans les cas où le plan de chevauchement fonctionne en accident-barrant et où se trouvent pincées, entre les deux unités calcaires, des assises imperméables (Trias, Crétacé, formation aquitano-burdigalienne...). Dans ces derniers cas, il est toujours difficile d'appréhender l'organisation hydrogéologique de la *sierra* en l'absence de traçages. Cette difficulté est également présente dans la Sierra de las Nieves du fait du double cisaillement qui l'affecte et de la dysharmonie qui existe entre les dolomies triasiques basculées en une dalle chevauchante vers le nord-ouest et la série sus-jacente, plus plastique, plissée en un vigoureux synclinal couché (cf. 2.2.2. *infra*).

Une des conditions préalables à la karstification de ces grands ensembles lithologiques est le dégagement au moins partiel de leur couverture imperméable d'origine soit stratigraphique (marno-calcaires crétacés, flyschs autochtones pénibétiques), soit tectonique (unités alpujarrides et malaguides sur la Dorsale bétique, flyschs allochtones...) (Figure III.27). Avant leur érosion, ces couvertures ont contrarié la karstification aux deux "extrémités" du "système" : soit, en interdisant aux eaux superficielles d'être en contact avec les calcaires sous-jacents ; soit en "tamponnant" la base d'un relief carbonaté et, donc, en réduisant considérablement le gradient hydraulique du système karstique. Ces deux

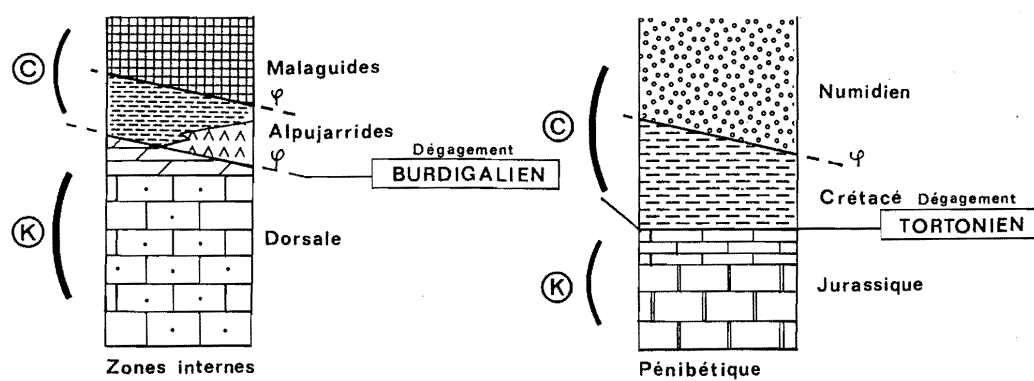


Figure III.27 - Les assises karstifiables des Serranías de Ronda et de Grazalema et leurs couvertures imperméables
c : couverture; K : assises karstifiables.

Burdigalien : période portant les premiers témoignages du dégagement des assises karstifiables.

contraintes sont toujours effectives dans certaines *sierras* pénibétiques encore recouvertes de leur couverture crétacée : c'est par exemple le cas des sierras qui bordent la rive gauche du Guadiaro ("Medio Culo", "Alto Conio", Vallejo).

Par contre, dès que ces couvertures sont partiellement dégagées, elles favorisent la mise en place de structures binaires particulièrement favorables au développement du système karstique.

L'analyse des dépôts corrélatifs de l'érosion des massifs bétiques permet de fixer globalement la période où les grands ensembles carbonatés de cette transversale commencèrent à affleurer.

Cet affleurement a été plus précoce dans les zones internes. En effet, bien que la formation de las Millanas à Alozaina (Burdigalien basal) ne possède guère d'éléments provenant de la Dorsale bétique, il semble au travers de la composition de la brèche de la Nava (présence de débris calcaréo-dolomitiques de la Dorsale) que la partie septentrionale des Sierras de las Nieves-Prieta-Bonela était, en partie, dégagée de sa couverture malago-alpujaride. Les formations burdigaliennes indiquent la poursuite du déblaiement de la Dorsale bétique qui ont alimenté le Néo-numidien.

Par contre, l'absence d'éléments calcaires pénibétiques dans la formation des argiles à blocs atteste du non-dégagement de ces assises au Burdigalien. L'affleurement des calcaires jurassiques a débuté avec la phase orogénique fini-burdigalienne responsable de la structuration des zones externes. Le caractère conglomératique des premiers termes du remblaiement molassique du bassin de Ronda (formation du Tajo) rend compte d'une puissante ablation des reliefs pénibétiques ; l'abondance de débris calcaires jurassiques pénibétiques atteste que le dégagement partiel de la couverture flyschomarneuse était largement amorcé au Tortonien moyen. D'autre part, la fossilisation d'une surface karstique en bordure du bassin de Ronda, par la formation molassique de los Llanos, témoigne d'une phase de karstification, au moins locale, des calcaires pénibétiques antérieure au Messinien (*infra*).

En dehors des paramètres d'état litho-structuraux, il est essentiel de définir la part des événements paléogéographiques dans la karstogenèse. C'est là un des principaux objectifs de notre recherche. A titre d'exemple, quelles ont été les incidences de la "crise" messinienne ou du soulèvement d'ensemble post-pliocène dans la karstification des sierras de cette transversale ? L'étude des formes et formations paléokarstiques ainsi que de l'organisation endokarstique nous permettront d'évaluer la part des principaux événements paléogéographiques bétiques dans la karstogenèse (*infra* : Serranía de Grazalema, Serranía de Ronda). Cette évaluation passe également par la définition d'un autre paramètre ayant eu un rôle direct sur

le moteur de la karstification : les conditions bioclimatiques qui ont régné durant ces épisodes paléogéographiques.

CHAPITRE III

LE CONTEXTE PALÉOENVIRONNEMENTAL

Le contexte paléoenvironnemental des Cordillères bétiques occidentales est relativement peu connu surtout en ce qui concerne le Néogène. L'appréhension de ce contexte durant le Néogène repose essentiellement sur l'interprétation des formations géologiques et de l'agencement du relief. Les seules informations environnementales concernant directement cette transversale proviennent de la détermination des empreintes foliaires contenues dans le travertin du Puerto de los Martinez (P. Roiron-Université de Montpellier ; *infra* : II Partie, Serranía de Ronda-Chapitre 3).

Le cadre paléoclimatique pléistocène andalou est mieux appréhendé notamment grâce aux études palynologiques de la tourbière de Padul (F. Florschütz et *al.*, 1971 ; A. Pons et M. Reille, 1986) et aux déterminations foliaires réalisées sur les formations travertineuses (*infra* : II Partie, Serranía de Ronda-Chapitre 3).

1. LES CLIMATS DE TENDANCE TROPICALE DU TERTIAIRE

Les premières informations chronologiques régionales proviennent de l'analyse des argilites contenues dans la formation de las Millanas (Aquitano-Burdigalien basal) par M. Rivière (1973). Cet auteur rattache le caractère dominant des smectites et l'abondance de la silice contenue dans cette formation à une active hydrolyse sur les secteurs émergés et, de là, à un climat de type tropical humide.

Malgré leur extension et leur épaisseur, les molasses tortono-messiniennes des bassins de Ronda et de Málaga comportent peu d'indices susceptibles de caractériser l'ambiance bio-climatique. Les quelques indices paléoenvironnementaux sont à rechercher dans le bassin du Guadalquivir et les Cordillères bétiques orientales. Après avoir écarté l'hypothèse de néoformations en milieu marin, C. Viguier (1974) rattachent les minéraux argileux, notamment la smectite, contenues dans les formations miocènes du Guadalquivir à une origine pédologique sous des conditions subtropicales humides. Tandis que les travaux de H. Paquet (1970) et de P. Ott d'Estevou (1980) sur le Tortonien moyen et supérieur des Cordillères Bétiques orientales suggèrent un climat de type subtropical à saison sèche. Cette différence de tonalité subtropicale (humide/sèche) peut être l'expression de l'ancienneté du contraste hydrique entre l'Andalousie occidentale et orientale. La synthèse proposée par J.M. Suc (1989), à partir de spectres polliniques de 18 localités de Méditerranée occidentale,

va dans le sens d'une telle ancienneté.

Enfin, la détermination par P. Roiron (Université de Montpellier) d'empreintes foliaires contenues dans le travertin anté-pliocène du Puerto de los Martinez révèle une forêt sempervirente de type laurisylve tropicale ou subtropicale comparable à celle existant actuellement en Inde septentrionale ou en Chine méridionale (*infra* : III Partie, Serranía de Ronda - Chapitre 3). Selon les travaux de P. Roiron (1992), ce contexte écologique ne se serait pas prolongé en région méditerranéenne au delà du Miocène, ou tout au plus du début Pliocène.

L'ensemble de ces données périphériques à notre terrain et l'information fournie par le site du Puerto de los Martinez, semblent rapporter au Miocène un climat de tendance subtropicale dont la saison sèche apparaît plus ou moins marquée en fonction du contexte géographique (altitudinal, latitudinal, exposition des versants).

La plupart des derniers travaux concernant la "crise de salinité messinienne" s'accorde sur le fait que les évaporites méditerranéennes riment plus avec le confinement de la Méditerranée et, donc, d'un déficit évaporatoire qu'avec une accentuation de la sécheresse (M. Bessedik, 1985 ; G. Clauzon, 1987 ; E. Bessais et J.P. Suc, 1987 ; J.P. Suc, 1989). Les séries évaporitiques messiniennes observées dans les bassins bétiques orientaux (Sorbas, Nijar, Almería...) seraient également à mettre en rapport avec des conditions confinantes dues à des communications de plus en plus précaires avec la mer (C. Montenat, 1973 ; C. Pierre, 1974 ; J.M. Rouchy et *al.*, 1979 et 1981 ; G. Bizon et *al.*, 1972 ; G. Clauzon, 1980). D'autre part, les études polliniques sur de nombreux sites littoraux de la Méditerranée occidentale mettent en valeur une certaine stabilité du caractère xérique littoral depuis au moins le Tortonien jusqu'au Pliocène inclus (J.P. Suc, 1989). Cette stabilité semble indiquer que les conditions climatiques nécessaires à l'épisode évaporitique messinien ne sont pas restées limitées au seul épisode messinien comme ont pu l'envisager d'autres travaux (C. Montenat, 1973 ; J.M. Rouchy, 1982). De plus, ces conditions xérophiles littorales ne signifient pas une généralisation de la sécheresse ; une végétation hydrophile a également pu se développer ou se maintenir durant le Messinien, notamment dans les zones humides et sur les versants arrosés comme cela a été mis en évidence par P. Roiron (1984, 1992) et P. Ambert (1991).

Les travaux de J.P. Suc (1976, 1978, 1983, 1989) et de J. Michaux et *al.* (1979), dans l'aire nord-ouest méditerranéenne (Languedoc, Roussillon, Catalogne), mettent en évidence une modification climatique vers 3,1 M.A. Au contraste hydrique saisonnier préexistant se surimpose un contraste thermique saisonnier notamment l'apparition d'un refroidissement hivernal. Cette évolution climatique est vraisemblablement l'expression des premières manifestations en Méditerranée du

refroidissement arctique (cf.; les courbes isotopiques en mer Méditerranée [Vergnaud Grazini et *al.*, 1989] et océaniques [Shackleton et *al.*, 1984]). Ce refroidissement saisonnier se marque par une importante réduction de la végétation subtropicale qui s'était maintenue dans les secteurs humides (versants arrosés, abords des sources, marécages littoraux). Le calendrier d'extinction des éléments tropicaux puis subtropicaux établi par J.P. Suc (1986) met en évidence une dégradation thermique progressive du nord vers le sud de la péninsule ibérique. Cette dégradation se serait marquée dans la transversale étudiée par le remplacement progressif d'un couvert forestier relativement dense par une forêt plus clairsemée de type méditerranéen (N. de Sole de Porta et J. de Porta, 1976).

Le début des oscillations "glaciaire-interglaciaire" en Arctique vers 2,4 Ma (Shackleton et *al.*, 1984) s'est marqué en Méditerranée occidentale par une seconde péjoration thermique et une accentuation des contrastes saisonniers. J.P. Suc (1989) souligne, en Calabre, la substitution d'une végétation de basse altitude par des éléments arborés provenant successivement d'altitudes de plus en plus élevées ; cette substitution illustre le rôle chaque fois plus prépondérant de la température sur la répartition végétale. Cette évolution augure les conditions climatiques pléistocènes.

Ce scénario climatique néogène repose pour l'essentiel sur des travaux effectués dans le sud de la France et en Catalogne. C'est pourquoi il doit être considéré dans notre étude sur les Cordillères bétiques occidentales comme un cadre de référence permettant de dégager les grandes tendances climatiques durant le Néogène. Ces grandes tendances sont les suivantes. Le Miocène et le Pliocène inférieur se caractérisent par un climat de type subtropical marqué par un contraste hydrique saisonnier. A ce contraste hydrique s'est surimposé, il y a 3,1 Ma, un contraste thermique qui s'est accompagné d'un refroidissement (essentiellement hivernal). Postérieurement, autour de 2,4 Ma, ce refroidissement s'est accentué ainsi que les caractères climatiques méditerranéens.

2. LES OSCILLATIONS CLIMATIQUES PLEISTOCENES

La transversale de Ronda dispose d'informations paléoclimatiques fragmentaires concernant le Pléistocène. En effet, bien que la morphogenèse pléistocène ait profondément remodelé ses paysages tant à haute qu'à basse altitude, seules les empreintes laissées par les épisodes les plus récents restent visibles et sont analysables. La pauvreté de témoignages plus anciens est surtout due à la distribution altitudinale de la cordillère (peu de très hauts massifs), au morcellement des *sierras*

et à leur lithologie (faible conservation des modelés dans les terrains métamorphiques et les assises à dominante marneuse).

L'étude systématique des "systèmes travertineux" (*infra* : III Partie, Serranía de Ronda-Chapitres 2 et 3) nous a permis de préciser, grâce à la détermination des macrorestes végétaux et de la malacofaune, l'ambiance climatique qui régnait durant les épisodes tempérés pléistocènes.

2.1. Les héritages glaciaires et périglaciaires

Les rares paysages glaciaires existant dans les Cordillères bétiques se cantonnent aux reliefs sommitaux de la Sierra Nevada (3481 m.). Celle-ci a connu plusieurs glaciations si on se réfère aux différentes formations morainiques qui y sont présentes. B. Messerli (1965) décomptait trois épisodes glaciaires qu'il rattachait au Tardiglaciaire, au "Würm" et au "Riss". Ces attributions, notamment celle se référant à un "Riss", ont été ultérieurement remises en cause (K.W. Butzer et O. Franzle, 1959 ; R. Lhénaff, 1977). L'ensemble de ces auteurs s'accordent, cependant, pour fixer la limite inférieure des neiges permanentes würmiennes vers 2300 mètres sur le versant nord (2400 mètres sur le versant sud) et autour de 2800 mètres pour la glaciation rattachée au Tardiglaciaire (Figure III.28).

Les autres montagnes culminantes des Cordillères bétiques n'ont pratiquement pas été affectées par les processus glaciaires étant donné qu'elles ne dépassaient guère la limite des neiges permanentes. Elles ont, par contre, évolué sous des conditions périglaciaires relativement accusées (J. Sermet, 1969 ; H. Lautensach, 1964 ; M.C. Pezzi, 1977 ; R. Lhénaff, 1977 ; J.J. Delannoy, 1984, 1986 ; F. Diaz del Olmo, 1986, 1987).

Les disparités régionales constatées dans la répartition du modelé nival pléistocène sont dues à la distribution des précipitations. Ainsi, la Serranía de Grazalema possède un modelé nival développé alors qu'elle culmine vers 1600 mètres d'altitude ; elle est, par contre, un des massifs les plus arrosés de la péninsule (J.J. Delannoy, 1986, 1987). Cette limite relativement basse du couvert neigeux devait remonter rapidement vers le Levant étant donné que, dans les Cordillères bétiques centrales et orientales, les quelques formes nivales décrites se réduisent aux secteurs sommitaux des Sierras de Tejada (2026 m), Magina (2167 m) et de Sagra (2383 m) (M.C. Pezzi, 1977) (Figure III.29). Une répartition analogue du couvert neigeux pléistocène a été décrit et analysé par S. Daveau (1984, 1986) dans le Nord-Ouest portugais.

Les Cordillères bétiques occidentales, plus humides, ont également connu un refroidissement plus intense que le reste de la chaîne bétique. Plusieurs facteurs semblent avoir joué. Tout d'abord, celles-ci recevaient de plein

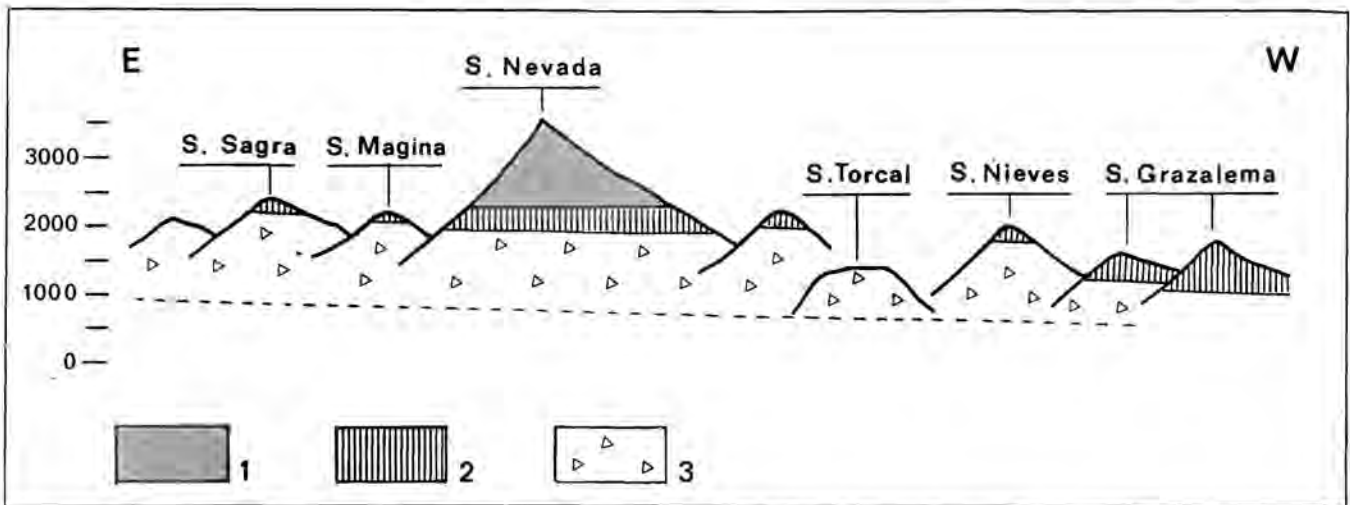


Figure III.28 - Distribution des héritages glaciaires et périglaciaires durant le Würm dans les Cordillères Bétiques

1 : Sommets ayant été couverts par des neiges permanentes ; 2 : Sommets possédant des formes nivales quaternaires ; 3 : reliefs affectés par les processus périglaciaires autre que nival.

fouet les dépressions polaires déviées de leur trajectoire initiale par les puissants anticyclones thermiques centrés sur l'Europe (P. Rognon, 1976, 1980). D'autre part, celles-ci bordent la mer d'Alboran dont les eaux ont connu une forte baisse de température durant les épisodes froids (de l'ordre d'une dizaine de degré par rapport à l'Actuel) provoquée par l'intrusion des eaux atlantiques (E. Bonifay, 1983). L'étude des isotopes de l'oxygène ainsi que de la faune ont permis de mettre en évidence l'inégal refroidissement d'ouest en est de la Méditerranée (C. Vergnaud Grazzini et C. Bartolini, 1970 ; J. Thiède, 1978 ; R. C. Thunell, 1979) (Figure III.29).

Cette dynamique d'ensemble serait responsable du caractère froid et humide des Cordillères Bétiques occidentales durant les épisodes froids pléistocènes. En comparaison, la morphogénèse qu'ont connue les Cordillères Bétiques orientales durant le Pléistocène supérieur, apparaît essentiellement commandée par des processus morphoclimatiques associant froid et sécheresse (R. Lhénaff, 1977 ; B. Dumas, 1977). Cette distribution paléoclimatique expliquerait, peut-être, la répartition régionale des héritages périglaciaires liés à la gélifraction. Effectivement, dans des contextes topolithologiques similaires (moyenne montagne pénibétique), les *sierras* calcaires occidentales possèdent de rares tabliers d'éboulis (J.J. Delannoy, 1984 ; F. Diaz del Olmo, 1987) alors que, dans les Cordillères Bétiques centrales et orientales, les tabliers de gélifractions pléistocènes sont épais et fréquents (M.C. Pezzi, 1977 ; R. Lhénaff, 1977, 1986). On peut, d'ores et déjà, avancer (*infra* : II Partie, Serranía de Grazalema - Chapitre 3, 3.2.) que l'ambiance plus humide des Cordillères Bétiques occidentales a vraisemblablement limité l'action du gel (couvert nival) et favorisé la dissolution des éléments gélifractions. La rareté des accumulations de débris de

facture périglaciaire et la prédominance du modelé karstique rendent, d'ailleurs, délicate l'appréhension de la limite inférieure des processus périglaciaires pléistocènes dans notre domaine d'étude. Par contre, dans les Cordillères Bétiques centrales, du fait de l'abondance des gélifractions, cette limite a pu être fixée autour de 700 à 800 mètres (R. Lhénaff, 1977).

Il apparaît donc que la distribution des héritages morphologiques liées à l'action du froid permette de mettre en valeur des variations paléoclimatiques en fonction à la fois du gradient thermique et du gradient hygrométrique, opposant les Cordillères Bétiques occidentales au reste de la chaîne.

2.2. Les optima climatiques pléistocènes

Si l'appréhension des pérégrinations climatiques pléistocènes reposent essentiellement sur l'interprétation du modelé de facture périglaciaire, la détermination des conditions climatiques que nous proposons, ici, pour les "interglaciaires", se base sur la détermination des empreintes foliaires et de la malacofaune contenues dans les formations travertineuses. Jusqu'alors, la tourbière de Padul (Cordillères bétiques centrales) constituait le seul cadre de référence bio-climatique des Cordillères bétiques (F. Florschütz et al., 1971 ; A. Pons et M. Reille, 1986).

Les analyses palynologiques de la tourbière de Padul, située vers 740-720 m d'altitude, sur la retombée méridionale de la Sierra Nevada, révèlent la présence d'une couverture forestière relativement dense durant les optima climatiques pléistocènes. L'Eémien se caractérise, par exemple, par une couverture forestière d'altitude de type hêtraie-sapinière (*Quercus pubescens*, *Fagus*, *Abies*), supposant un contexte climatique assez humide et tempéré.

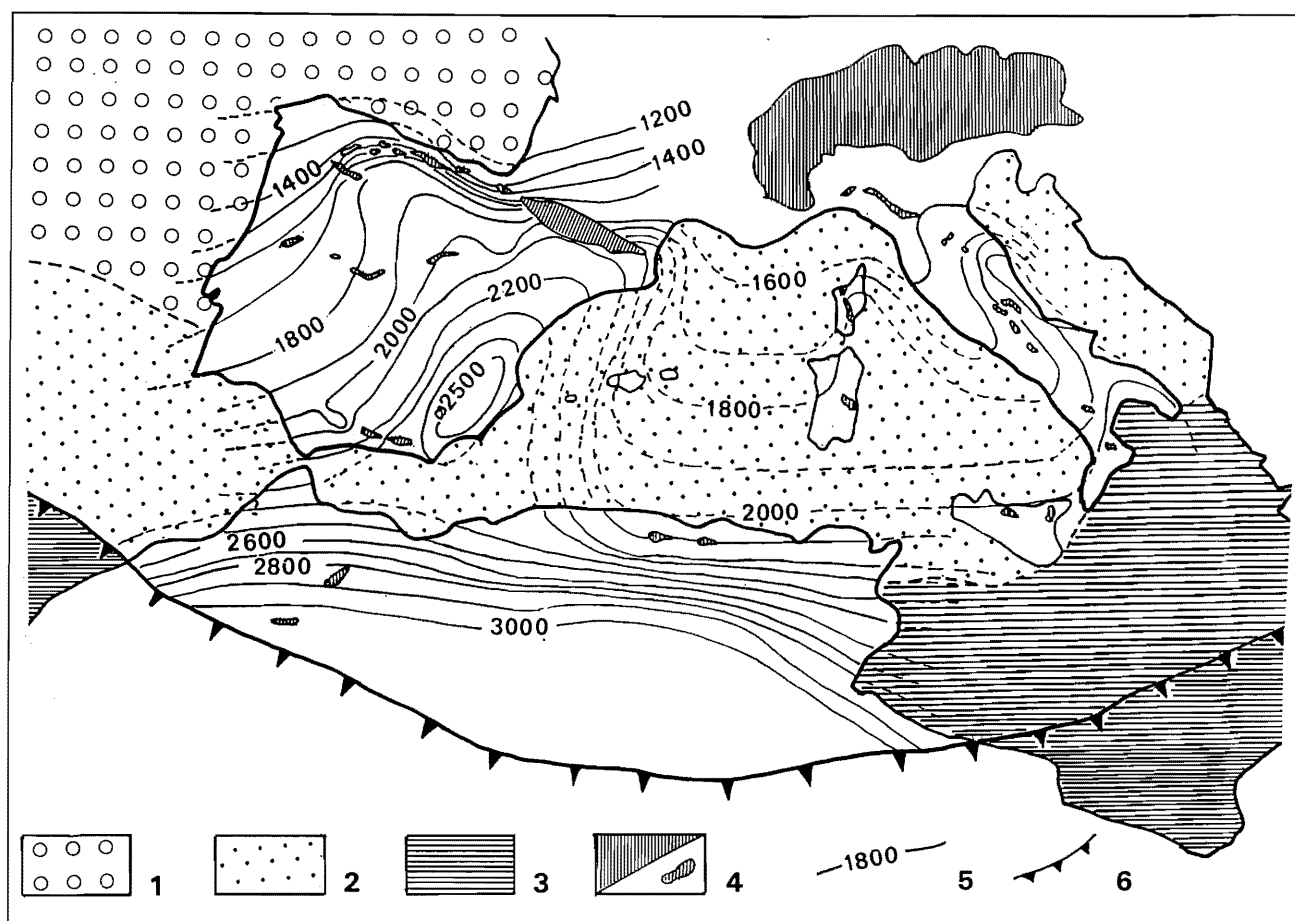


Figure III.29 - Les variations des limites inférieures des neiges permanentes au Würm dans l'aire méditerranéenne occidentale

D'après B. Messerli, 1967; P. Rognon, 1980.

1 : Eaux polaires (Icebergs) ; 2 : Eaux intermédiaires ; 3 : Eaux tièdes ; 4 : Inlandsis ; 4b: Sommets montagneux portant des glaciers. Ces sommets isolés peuvent être en dessous de la limite régionale des neiges permanentes ; 5 : Limite altitudinale inférieure des neiges permanentes ; 6 : Front polaire.

Les travertins qui se sont développés sur les piémonts de la Serranía de Ronda durant l'Eémien (*infra* : III Partie, Serranía de Ronda - Chapitre 3), révèlent un environnement climatique de type mésoméditerranéen et un milieu forestier mixte à chênaie caducifoliée (*Quercus faginea*) et laurier rose (*Nerium oleander*). Cette différence avec la site de Padul ne doit pas étonner étant donné la disparité géographique de ces deux sites. Durant les optima pléistocènes contemporains des travertins antérieurs à 350 000 B.P. aurait régné un climat méditerranéen plus chaud si on se réfère à la présence prépondérante du laurier noble (*Laurus nobilis*) souvent associé à la salsepareille (*Smilax aspera*).

De ces quelques données, on peut prudemment dégager l'ambiance climatique contemporaine des optima climatiques pléistocènes : au niveau de cette transversale, devait régner un climat tempéré de type méditerranéen vraisemblablement plus humide que l'actuel tout au moins pour l'Eémien. Cette "définition" semble appuyée par l'étude pédologique entreprise sur des paléosols pléistocènes du piémont méditerranéen de la Dorsale

Bétique (sierras Prieta, Alcaparain). Ceux-ci correspondent à des sols fersialitiques méditerranéens (J. Vaudour et R. Lhénaff, 1977).

Bien qu'apparemment moins active si on se réfère au seul modelé superficiel (versants régularisés, gélifracts, morphologies nivales) que durant les épisodes froids, il ne faut pas négliger la morphogenèse interglaciaire responsable d'une pédogenèse et d'une karstogenèse active comme en témoignent les nombreux dépôts carbonatés endokarstiques et travertineux contemporains de ces périodes (J.J. Delannoy, 1986, 1987).

CHAPITRE IV**CONCLUSION ET TABLEAU SYNOPTIQUE**

Le tableau synoptique ci-dessous permet de visualiser les principaux caractères géologiques, paléogéographiques et paléoclimatiques que nous avons pu mettre en valeur tout au long de cette "Introduction générale sur la Transversale de Ronda". Ce cadre d'évolution morpho-structural doit être, cependant, complété notamment à l'issue de notre étude karstogénique des Serranías de Grazalema et de Ronda. En effet, bien que cette transversale ait été l'objet de nombreux travaux géologiques (M. Blumenthal, F. Kockel, S. Dürr, P. Chauve, Y. Peyre, J. Bourgois) et géographiques (R. Lhénaff), les reconstitutions paléogéographiques jusque là proposées apparaissent trop fragmentaires pour pouvoir être généralisées à l'ensemble des Cordillères bétiques occidentales. L'étude détaillée des Serranías de Grazalema et de Ronda et surtout l'apport du karst nous permettront de proposer un nouveau cadre évolutif. D'ores et déjà, dans cette "Introduction Générale", nos observations personnelles ont permis de reconsidérer l'évolution mio-pliocène de cette transversale. La mise en évidence d'incisions fluviales anté-pliocènes sur le piémont méditerranéen, la précision stratigraphique du Pliocène marin de la Hoya de Málaga, l'imbrication des conglomérats pliocènes et des "brèches mortadelles", l'appréhension du contexte écologique des formations travertineuses sont quelques uns de nos apports personnels majeurs dans la reconstitution morphogénique des Cordillères bétiques occidentales ici proposée.

Tableau synoptique

ETAPES CHRONOLOGIQUES	AMBIANCES CLIMATIQUES	PHASES TECTONIQUES	CARACTERES MORPHOLOGIQUES	DEPOTS CORRELATIFS
Eocène		Structuration en nappes et métamorphisme des zones internes bétiques		
Aquitaniens inf. et moyen.	Conditions tropicales humides.		Erosion des reliefs bétiques (zones internes).	Sédimentation dans la mer d'Alboran occidentale des flyschs d'Algéciras et des grès numidiens
Aquitaniens moyen et supérieur.	idem.		Erosion des reliefs bétiques	Dépôts de la formation d'Alozaina discordante sur les structures charriées bétiques (rebord Sud des Z.I.) Dépôt de la "brèche de la Nava" sur le rebord nord des Z.I.
Aquitaniens terminal-Burdigaliens basal	idem.	Période d'instabilité tectonique responsable du soulèvement des zones internes et déformation de la formation d'Alozaina.	Reprise vigoureuse de l'érosion contribuant au dégagement des nappes malaguides Affleurement et érosion des nappes alpujarrides.	Dépôt de la formation de las Millanas comportant des éléments alpujarrides.
Burdigalien	Conditions climatiques tropicales	Manifestations tectoniques dans les Z.E. bétiques.	Emergence des zones externes. Erosion des reliefs émergés. Dégagement partiel des couvertures malago-alpujarrides Affleurement de la Dorsale Bétique.	Dépôt de la formation des argiles à blocs (éléments éo-crétacés pénibétiques) Dépôt de la formation néo-numidienne.
Burdigalien terminal		Phase orogénique majeure responsable des grands cisaillements et du plissement des Z.E. et du charriage des Z.I. sur les Z.E.		
Post-Burdigalien (anté-Tortonien)		Charriages des zones externes : Chevauchement frontal pénibétique.		
Tortonien	Climat subtropical à saisons hydriques contrastées		Vigoureuse ablation des reliefs structurés lors de la phase orogénique finiburdigalienne. Dégagement partiel des calcaires pénibétiques de leur couverture éo-crétacée.	Formation molassique et conglomératique del Tajo de Ronda contenant des éléments calcaires pénibétiques.

ETAPES CHRONOLOGIQUES	AMBIANCES CLIMATIQUES	PHASES TECTONIQUES	CARACTERES MORPHOLOGIQUES	DEPOTS CORRELATIFS
Tortonien sup. Messinien	Climat subtropical à saisons hydriques contrastées		Aplanissements partiels des reliefs émergés des Z.I. et des Z.E., en continuité topographique avec les remblaiements molassiques	Sédimentation calcaréo argileuse dans le bassin de Ronda et pélagique dans la mer d'Alboran et le détroit du Guadalquivir.
Messinien terminal	idem.	Bombement des C. Bétiques (plus accentué dans les Z.I.) s'accompagnant de rejeux tectoniques. Déformation des dépôts molassiques et des aplanissements ortonio-messiniens		Fin de la sédimentation, marine molassique dans le bassin de Ronda. Fermeture progressive du détroit du Guadalquivir.
Pliocène inf. et moyen	tropicale chaude et humide.	Ouverture du détroit de Gibraltar	Erosion torrentielle vigoureuse des reliefs malgré l'existence d'une couverture bio-pédologique.	Transgression marine en mer d'Alboran- Méditerranée : sédimen- tation argilo-sableuse dans la Hoya de Malaga (Alozaina-Malaga) Cônes de déjection torrentiel pliocène aux débouchés des vallées : conglomérat d'Alozaina
Pliocène sup.	Evolution vers un climat à tonalité méditer- ranéenne.	Surrection d'ensemble des C. Bétiques qui a porté les dépôts pliocènes d'Alozaina à 430 m. d'altitude. Cette surrection s'est prolongée durant le Quaternaire.		
Plio Pléistocène	Climat de tonalité méditerranéenne à saisons très contrastées.		Ecoulements torren- tiels divagants à l'origine de vastes glacis d'ablation- accumulation.	Dépôt des formations détritiques plio- pléistocènes sur les piedmonts des massifs (brèche "mortadelle") Forte induration carbonatée du matériel bréchique.
Quaternaire moyen et récent	Alternances d'épisodes froids et humides (C. Bétique occ.) et de périodes tempérées humides.		Les processus morpho- géniques dominants correspondent aux épisodes froids IV : • incision des niveaux plio-pléistocènes • modelé nival et périglaciaire... Durant les phases interglaciaires, se développent des pédogénèses	Développement de glacis d'accumulation IV dans la Hoya de Malaga et dépôts de terrasses alluviales dans les talwegs. Tabliers d'éboulis sur les versants. Pédogénèse et dépôts travertineux.

LIVRE III

DEUXIÈME PARTIE

—

LA SERRANÍA DE GRAZALEMA

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES MASSIFS KARSTIQUES DE MOYENNE MONTAGNE BÉTIQUE OCCIDENTALE

DEUXIÈME PARTIE

LA SERRANÍA DE GRAZALEMA CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES MASSIFS KARSTIQUES DE MOYENNE MONTAGNE BÉTIQUE OCCIDENTALE

CHAPITRE I. LE CADRE GÉOLOGIQUE ET L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DE LA SERRANÍA DE GRAZALEMA

1. LES CONTEXTES LITHO-STRATIGRAPHIQUES

- 1.1. Le Pénibétique et les unités associés
- 1.2. Le Subbétique
- 1.3. L'Unité del Pinar
- 1.4. Les écaïlles du Corridor de Boyar
- 1.5. Les séries flyschoides allochtones

2. LES DISPOSITIFS STRUCTURAUX DE LA SERRANIA

- 2.1. L'agencement structural des Unités pénibétiques
- 2.2. Les grands ensembles structuraux du "complexe tectono-sédimentaire du Guadalquivir"
- 2.3. Conclusions

3. L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA

- 3.1. L'organisation hydrogéologique des *sierras* subbétiques et del Pinar
 - 3.1.1. La Sierra del Pinar - Monte Prieto
 - 3.1.2. L'ensemble subbétique de Zafalgar-Labradillo
 - 3.1.3. L'Unité Albarracín - Cerro de las Cuevas
- 3.2. Les écoulements karstiques pénibétiques
 - 3.2.1. L'Unité del Endrinal-Caïllo-Peñon Grande
 - 3.2.2. La Sierra de Lîbar
- 3.3. Les comportements hydrogéologiques différenciés de la Serranía de Grazalema

CHAPITRE II. LES GRANDS TRAITS DU MODELÉ DE SURFACE DE LA SERRANÍA DE GRAZALEMA

1. LES SURFACES KARSTIQUES DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA

2. LES EMPREINTES MORPHO-CLIMATIQUES DES ÉPISODES FROIDS PLÉISTOCENES

- 2.1. Le modelé nivo-karstique de la Sierra del Endrinal
 - 2.1.1. Les grands traits morphologiques de la Sierra del Endrinal
 - 2.1.2. Le modelé nivo-karstique de la Sierra del Endrinal et ses enseignements paléo-climatiques
- 2.2. La gélifraction et la rareté des dépôts périglaciaires dans la Serranía de Grazalema
- 2.3. Conclusions sur les processus et morphologies périglaciaires de la Serranía de Grazalema

3. LES RETOUCHES DE LA NÉOTECTONIQUE

4. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LE MODELÉ DES HAUTES SIERRAS DE GRAZALEMA ET LEURS VERSANTS

CHAPITRE III. L'APPORT DES GRANDS PHÉNOMÈNES SOUTERRAINS A LA CONNAISSANCE DE L'ÉVOLUTION KARSTIQUE RÉGIONALE

1. LA CUEVA DE LA PILETA : UN PALÉO-DRAIN KARSTIQUE

- 1.1. Description des réseaux spéléologiques de la Cueva de la Pileta
 - 1.1.1. Un étagement de galeries en "conduite-forcée"
 - 1.1.2. Une cavité fortement concrétionnée
- 1.2. L'évolution spéléogénique de la Cueva de la Pileta
 - 1.2.1. Le système karstique de la Pileta : le creusement des drains de la Pileta
 - 1.2.2. "L'isolement" du système de la Pileta
 - 1.2.3. L'assèchement définitif de la Cueva de la Pileta
- 1.3. Les enseignements karstologiques et morphologiques de l'étude de la Cueva de la Pileta

2. LE COMPLEXE SOUTERRAIN HUNDIDERO-GATO

- 2.1. Etude spéléomorphologique del Hundidero-Gato
- 2.2. Le fonctionnement actuel du système karstique Hundidero-Gato par l'approche hydrogéologique
 - 2.2.1. Les apports des anciennes compagnes de traçage
 - 2.2.2. Les apports des relations pluies-débit au travers de l'approche systémique
 - 2.2.3. Conclusions sur le fonctionnement actuel du système karstique
 - 2.2.4. Les apports de l'hydrogéologie et de l'analyse systémique
- 2.3. Essai de reconstitution spéléogénique du complexe souterrain Hundidero-Gato dans le cadre d'une approche globale
 - 2.3.1. Le système karstique du Gato : le creusement des drains karstiques
 - 2.3.2. L'évolution du complexe Hundidero-Gato après son passage dans la zone vadose
 - 2.3.3. Conclusions

3. LA MISE EN PLACE ET L'ÉVOLUTION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DU GUADIARO ET LEURS INCIDENCES SUR LA KARSTIFICATION ET LE DRAINAGE KARSTIQUE DE LA SIERRA DE LIBAR

- 3.1. La paléo-vallée du Guadares : un ancien affluent aérien du Guadiaro
- 3.2. La surimposition du réseau hydrographique du Guadiaro et de ses affluents sur "un" aplanissement pliocène
- 3.3. La mise en place du réseau hydrographique dans le bassin de Ronda

4. CONCLUSIONS : L'ÉBAUCHE D'UN CADRE KARSTOGÉNIQUE

CHAPITRE IV. LES POLJÉS DE LA SIERRA DE LIBAR : DES PAYSAGES KARSTIQUES MAJEURS

INTRODUCTION - LA SIERRA DE LIBAR : UNE SIERRA PROFONDÉMENT KARSTIFIÉE

1. LES POLJÉS DE LA SIERRA DE LIBAR : DES MORPHOLOGIES KARSTIQUES CONFORMES AU DISPOSITIF STRUCTURAL

- 1.1. Des poljés synclinaux : exemple des dépressions de Villaluenga del Rosario.
- 1.2. Les poljés tectoniques : exemple des dépressions de la Sierra de Lobar
- 1.3. Poljé de carrefour lithologique : exemple des Llanos de Villaluenga

2. ÉTUDES MONOGRAPHIQUES DES POLJÉS DE LA SIERRA DE LIBAR

- 2.1. Les poljés fermés de la Sierra de Lobar
 - 2.1.1. Le poljé del Llano de Lobar
 - 2.1.1.1. Une vaste dépression fermée marquée par des niveaux et des *simas* étagés
 - 2.1.1.2. D'anciennes formes fluviales
 - 2.1.1.3. Les facteurs à l'origine d'une nappe d'inondation
 - 2.1.1.4. Les apports de l'analyse des remblaiements colluviaux du poljé de Lobar
 - 2.1.1.5. Conclusions : le poljé de Lobar, un témoin d'une longue évolution morpho-karstique

- 2.1.2. Le poljé del Pozuelo
 - 2.1.2.1. Des niveaux de corrosion emboîtés
 - 2.1.2.2. Un karst souterrain développé : la Sima del Pozuelo
 - 2.1.2.3. Évolution et assèchement du poljé
- 2.2. Les "poljés ouverts" de la Sierra de Libar : des morphologies karstiques associées à des cours d'eau allogènes
 - 2.2.1. Les Llanos de Villaluenga
 - 2.2.1.1. Un semi-poljé fonctionnel
 - 2.2.1.2. Un ancien réseau hydrographique
 - 2.2.1.3. Les processus d'évolution karstique des Llanos de Villaluenga
 - 2.2.1.4. Les enseignements de l'étude spéléologique : la Sima del Republicano
 - 2.2.1.5. Une évolution marquée par l'alternance de phases de creusement et d'aplanissement karstique
 - 2.2.2. Les dépressions de Villaluenga del Rosario
 - 2.2.2.1. Des morphologies karstiques différenciées
 - 2.2.2.2. Conditions et facteurs d'évolution du poljé de Villaluenga
 - 2.2.3. Le poljé ouvert de Benaoján
 - 2.2.3.1. Description
 - 2.2.3.2. Évolution du "poljé" de Benaoján

3. CONCLUSIONS GÉNÉRALES. LES POLJÉS DE LIBAR : DES TÉMOINS D'UNE LONGUE ÉVOLUTION MORPHO-KARSTIQUE

CHAPITRE V. ESSAI DE RECONSTITUTION KARSTOGÉNIQUE DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA

1. LES PALÉO-KARSTS MÉZOZOÏQUE ET TERTIAIRE DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA ET DU BASSIN DE RONDA

- 1.1. Les témoins d'une karstification crétacée
- 1.2. Les apports morphologiques des épisodes karstiques tertiaires
 - 1.2.1. Karstifications et aplanissements miocènes
 - 1.2.2. La karstification pliocène dans le bassin de Ronda et ses environs
 - 1.2.3. Les traits généraux des karstifications néogènes

2. LES PREMIÈRES PHASES D'ENFONCEMENT DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ET DE DÉVELOPPEMENT DES STRUCTURES ENDOKARSTIQUES

3. LES INCIDENCES DES MOUVEMENTS TECTONIQUES DU PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR

4. LES INCIDENCES DES ÉPISODES MORPHO-CLIMATIQUES DU PLÉISTOCÈNE MOYEN ET SUPÉRIEUR

La Serranía de Grazalema se caractérise par la juxtaposition de massifs de moyenne montagne dont l'altitude moyenne est de l'ordre de 1000 mètres. En dehors de sa bordure occidentale, la *serranía* est limitée par une série de dépressions qui sont, au N et NNE la vallée et la *campiña* du Guadalete, au NE la vallée du Guadares, à l'E la vallée du Cupil, et à l'ESE et SE la vallée du Guadiaro. La limite occidentale passe progressivement aux collines gréseuses gaditanes qui s'étendent jusqu'au détroit de Gibraltar.

Les différents massifs qui composent la Serranía de Grazalema, sont du NNW au SSE (Figure III.30) :

- la Sierra del Pinar qui porte le point culminant de la *serranía* (1654 m), se profile en un vaste amphithéâtre tourné vers le nord et dont les prolongements septentrionaux correspondent aux Sierras de Zafalgar et del Labradillo ;

- séparé de la Sierra del Pinar, par le couloir de Boyar, l'ensemble del Endrinal-Caillo qui s'élève à 1539 m au Reloj, se caractérise par un paysage minéral extrêmement prononcé ;

- au sud de l'étroit sillon de Villaluenga del Rosario, se dresse la Sierra d'Ubrique. Cette *sierra* dont le point haut est le Chaparal (1158 m), présente un relief doublement dissymétrique. Elle passe graduellement vers le sud aux hauts reliefs collinaires de la Sierra Peralto (1034 m), et se raccorde progressivement vers le nord-ouest à la dépression des Llanos de Villaluenga (820 m). Par contre, ses autres rebords présentent un caractère très abrupt au-dessus des dépressions de Villaluenga del Rosario (850 m) et d'Ubrique (340 m) ;

- à l'est de la Sierra Peralto et des Llanos de Villaluenga, se développe la Sierra de Líbar. Cette *sierra* se subdivise en deux sous-ensembles de part et d'autre du couloir de Montejaque-Llano de Líbar. Le sous-ensemble occidental (1300 m) est accidenté par de nombreuses dépressions fermées qui ont pour effet d'isoler d'énergiques reliefs. A l'est du sillon médian, le second sous-ensemble de Líbar, plus cohérent, se caractérise du nord au sud par la succession des Sierras de Juan Diego, del Palo, Blanquilla et de los Pinos dont les points hauts se situent entre 1300 et 1400 mètres. Ce sous-ensemble domine à l'est la profonde vallée du Guadiaro (400 m).

Ces différents massifs présentent une étonnante diversité de paysages notamment karstiques. Un des objectifs de ce travail sera de faire la part des "paramètres d'état" liés au contexte géologique et des "paramètres géomorphologiques" liés à l'évolution paléogéographique de cette *serranía*.

Afin de pouvoir mener à bien ce dessein, nous nous intéresserons, dans un premier temps, aux caractères géologiques. Ces caractères nous permettront de distinguer les différents ensembles karstifiables de la *serranía* et nous aideront à appréhender son organisation hydrogéologique qui est un des reflets de l'évolution

karstique de la *serranía*.

Dans un second temps, l'étude de l'endokarst nous permettra de mettre en évidence d'anciennes structures de drainage karstique et différentes étapes de karstification pour lesquelles il sera nécessaire de chercher la part respective entre les conditions géologiques, géomorphologiques et climatiques. Cette démarche suppose, donc, une bonne connaissance paléogéographique du domaine étudié. L'étude morphologique des hautes *sierras* et des grandes dépressions fermées nous aideront à fixer le cadre évolutif de la *serranía* et les incidences des différents épisodes climatiques et néotectoniques.

C'est au terme de cette approche globale que nous pourrons proposer un cadre d'évolution de la Serranía de Grazalema. L'étude du karst apparaît, ici, incontournable pour aborder la morphogénèse car elle fournit des informations de premier ordre, difficilement appréhendables par une approche plus classique.



1 : Limite du Parc Naturel régional ; 2 : Limite de la carte géomorphologique H.T.

CHAPITRE I

LE CADRE GÉOLOGIQUE ET L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DE LA SERRANÍA DE GRAZALEMA

La Serranía de Grazalema a été l'objet, depuis le début de ce siècle, de nombreux travaux géologiques mais il existe curieusement peu de véritable synthèse sur cet ensemble géographique. Seul le remarquable travail de J. Bourgois (1978) a été entrepris dans cette perspective mais celui-ci ne couvre que partiellement notre domaine d'étude. C'est pourquoi, nous avons jugé utile de détailler ici le contexte géologique de cette *serranía*. Enfin, étant donné sa complexité structurale, nous avons également jugé nécessaire de définir les caractères de chacune des entités géologiques avant d'aborder leur organisation hydrogéologique. En effet, en la quasi-absence de tracés, c'est essentiellement à partir du dispositif litho-structural qu'ont été définis les bassins d'alimentation des principaux exutoires karstiques de la *serranía*.

1. LES CONTEXTES LITHO-STRATIGRAPHIQUES

La Serranía de Grazalema appartient aux zones externes bétiques qui se caractérisent par des séries sédimentaires d'âge secondaire et tertiaire.

En fonction des conditions de sédimentation et de l'évolution paléogéographique, ont été différenciés le Subbétique *s.s.* et le Pénibétique, auxquels se rattachent des unités d'affinité soit subbétique soit pénibétique.

1.1. Le Pénibétique et les unités associées

Le Pénibétique affleure essentiellement au sud d'un axe reliant Grazalema à El Bosque (Sierras del Endrinal, d'Ubrique et de Líbar) (Figure III.31 et III.32).

La série pénibétique (F. Kockel, 1963 ; S. Dürr, 1967 ; P. Chauve, 1967 ; P. Hoppe, 1968 ; M. Dubois, 1971 ; et *al.*, 1972 ; J. Cruz San Julian et *al.*, 1973 et 1974 ; J. Bourgois, 1978) débute au Muschelkalk par une série

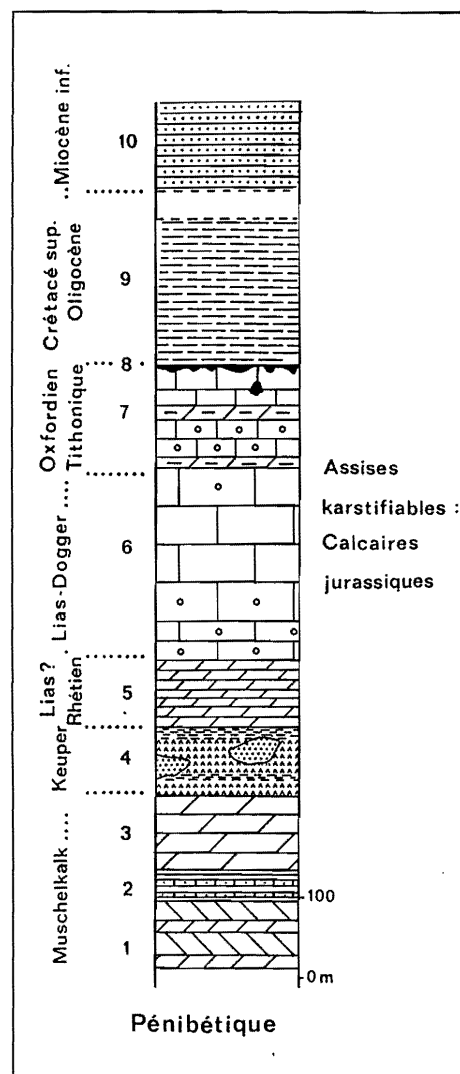
Figure III.31 - Série litho-stratigraphique synthétique du Pénibétique

1 : Calcaires ; 2 : Marnes dolomitiques et dolomies ; 3 : Dolomies litées ; 4 : Argiles à passées gréseuses et lentilles de gypse ; 5 : Calcaires lithoïdes (carniolas) du Rhéto-Lias ; 6 : Calcaires et calcaires oolithiques du Lias-Dogger ; 7 : Calcaires oolithiques et noduleux du Jurassique supérieur ; 8 : Hard-ground qui représentent tout ou partie du Crétacé inférieur. Des marnes du même âge fossilisent une topographie karstique (lapiés et cavités cutanées) ; 9 : Marno-calcaires et marnes rouges du Crétacé supérieur-Oligocène ; 10 : Flysch argilo-gréseux autochtone aquitano-burdigalien.

L'ensemble de cette colonne a une épaisseur variant de 900 à 1500 mètres. D'après P. Chauve, 1968, J. Bourgois et *al.*, 1970.

carbonatée composée de 200 m de calcaires lités puis d'une centaine de mètres de dolomies à intercalations marneuses. Le Keuper présente un faciès argilo-gypseux et affleure en une mince bande comprise entre les Sierras del Endrinal et del Caïllo. Sur ce niveau argilo-gypseux, reposent 60 à 100 m de cargneules rhéto-liasiques.

Dolomitique à sa base, le Lias passe à son sommet à des calcaires oolithiques (30 à 100 m) à intercalations marneuses qui font transition avec les calcaires massifs du Jurassique moyen. Ces calcaires clairs, oolithiques à pseudo-oolithiques, qui constituent l'essentiel des affleurements pénibétiques de la *serranía*, se disposent en bancs épais et compacts sur 200 à 400 m d'épaisseur. Localement, ils peuvent passer latéralement à des dolomies à gros grains (dolomitisation secondaire : Sierra de los Pinos) ou à des calcaires à silex (Lias et Dogger de la Sierra del Endrinal). A ce puissant ensemble carbonaté, succèdent, par l'intermédiaire d'un niveau noduleux (faciès fausse-brèche), les calcaires lités du Jurassique supérieur (de l'Oxfordien au Tithonique). Leur épaisseur qui atteint 150 m sur le rebord occidental de la Sierra de Líbar, décroît rapidement vers le nord (50 m à Montejaque) et vers l'ouest (20 m à Villaluenga del Rosario). A l'ouest d'un axe reliant Grazalema à Ubrique,



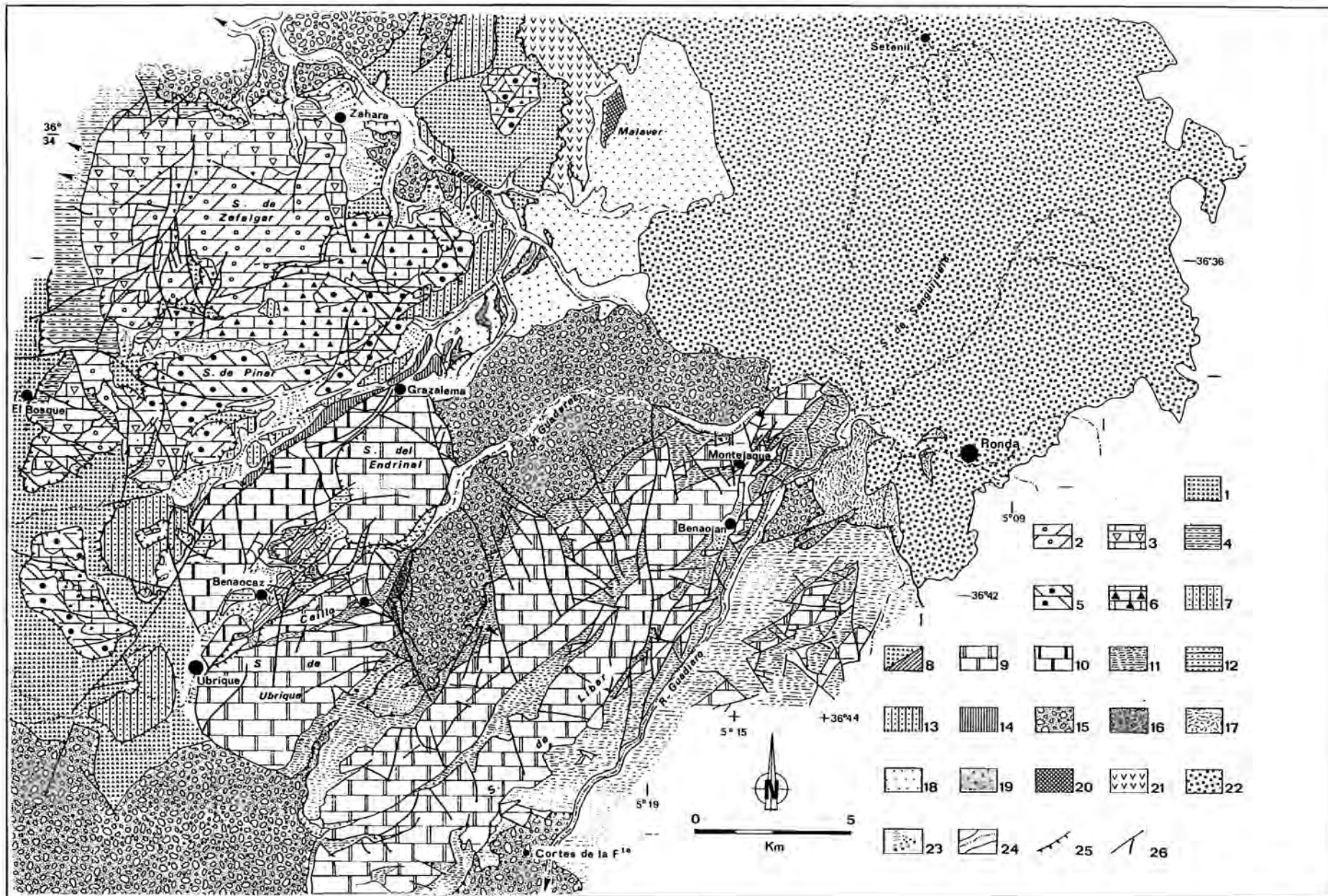


Figure III.32 - Carte géologique de la Serranía de Grazalema

D'après J. Bourgois, 1978.

1 : Brèches polygéniques à ciment gypseux triasique.

SUBBÉTIQUE : 2 : Dolomies du Lias ; 3 : Calcaires à silex et marneux jurassiques ; 4 : Marno-calcaires crétacés.

UNITE DEL PINAR ET ASSOCIEES (Sierras de la Silla, de Lijar,...) : 5 : Dolomies du Lias inférieur ; 6 : Calcaires du Lias moyen ;

7 : Flyschs crétacés à *Aptychus* ;

PENIBÉTIQUE ET UNITES ASSOCIEES (Unité du Peñon Grande) : 8a : Argiles à gypse du Keuper ; 8b : Dolomies ou cargneules du Rhéto-Lias de l'Unité du Peñon Grande. 9 : Calcaires massifs jurassiques ; 10 : Calcaires massifs jurassiques de l'Unité du Peñon Grande ; 11 : Marno-calcaires du Crétacé supérieur ; 12 : Flyschs argilo-gréseux aquitano-burdigalien (autochtone) ;

CORRIDOR DE BOYAR : 13 : Flyschs à *Aptychus* ; 14 : Ecaillés du Corridor de Boyar ;FORMATIONS ALLOCHTONES : 15 : Grès numidiens ; 16 : Flyschs d'Algéciras ; 17 : Flyschs burdigaliens néo-numidiens ; 18 : Formation burdigalienne des argiles à blocs ; 19 : Calcaires détritiques à débris de *Microcodium* (klippe sédimentaire) ; 20 : Dolomies rhéto-liasiques (klippe sédimentaire) ; 21 : Pérites argileuses permo-triasiques de l'Unité de Monte Corto ; 22 : Molasse miocène ; 23 : Dépôts de pente ; 24 : Dépôts alluviaux ; 25 : Chevauchement ; 26 : Fractures.

le Jurassique supérieur présente un faciès plus détritique.

Les modalités de passage du Jurassique au Crétacé sont extrêmement variables dans le détail. De manière générale, le Crétacé inférieur manque et les calcaires jurassiques sont surmontés par un "hard-ground" et des marnes albo-cénomaniennes qui fossilisent une topographie karstique (poches et cavités cutanées). Le Crétacé supérieur marque le retour d'une franche sédimentation marine. Il se caractérise par plus de 200 m de marno-calcaires de teinte rougeâtre : les "couches rouges" dont les affleurements actuels se limitent essentiellement aux dépressions internes et limitrophes (Llanos de Villaluenga, del Pozuelo, de Líbar, vallée du Guadiaro, etc.). Ce faciès qui peut se poursuivre jusqu'à l'Eo-Oligocène, devient alors plus marneux.

A partir de la charnière éo-oligocène, la sédimentation passe progressivement à des formations flyschoides. Ces formations autochtones, rapportées à l'Oligocène et l'Aquitainien, présentent un faciès argilo-gréseux. Le contact stratigraphique de ces flyschs sur les "couches rouges" n'a pas été observé dans le domaine pénibétique *s.s.* mais dans une unité à forte affinité pénibétique : l'Unité del Peñon Grande (Sierra del Caillo septentrional et Sierra del Peñon Grande-Salto de Cabrero). Cette unité présente des caractères litho-stratigraphiques similaires au Pénibétique dont elle a été isolée pour des raisons essentiellement paléogéographiques (J. Bourgois, 1978). Les termes inférieurs de cette unité (Trias-Lias) affleurent aux abords de Benaocaz et d'Ubrique.

Dans le cadre de notre étude, le Pénibétique qui se caractérise par une puissante série jurassique carbonatée, constitue un domaine d'intérêt majeur pour l'étude du karst.

1.2. Le Subbétique

Le Subbétique affleure essentiellement dans la partie septentrionale de la *serranía* : Sierras de Zafalgar, Margarita, Albaraccin (Figure III.31 et III.32).

Le Subbétique débute, ici, par une série triasique

composée de brèches polygéniques à ciment gypseux. Les blocs, le plus souvent d'ordre décimétrique, peuvent parfois atteindre des tailles métriques (El Bosque-Benamahoma) voire kilométriques (Coripe) (J. Bourgois, 1978). Cette série affleure largement au nord et au sud-ouest des *sierras* subbétiques.

Sur cette formation, repose une puissante série dolomitique (250 à 500 m) et calcaire (calcaires oolithiques, micritiques et glauconieux à silex) rapportée au Rhéto-Lias. Le court arrêt de sédimentation durant le Toarcien est marqué par un "hard-ground". Le Jurassique moyen et supérieur se caractérisent, ici, par 300 à 600 m de calcaires noduleux et marneux à silex. Ces dépôts jurassiques représentent l'essentiel des affleurements subbétiques de la Serranía de Grazalema.

La sédimentation devient, ensuite, franchement marneuse durant le Crétacé. Les marno-calcaires blanchâtres néocomiens et marnes barrémiennes affleurent essentiellement sur le rebord occidental de la Sierra Margarita. On retrouve le faciès "couches rouges" du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur, quoique beaucoup plus marneux que le faciès pénibétique. Les "couches rouges subbétiques" affleurent partiellement au nord de la Sierra de Zafalgar ainsi que les calcaires et marno-calcaires gréseux de l'Eocène terminal.

La litho-stratigraphie subbétique comparativement au Pénibétique présente de bien moindres conditions favorables à la karstification. Seuls les calcaires, du Lias présentent une relative aptitude à la karstification bien qu'ils soient affectés par de nombreuses intercalations marneuses et par une dolomitisation secondaire.

1.3. L'Unité del Pinar

L'Unité del Pinar correspond à "l'Unité de San Cristobal" défini par P. Chauve (1969) et aux "Unités du substratum des flyschs crétacés" de J. Bourgois (1978). Nous avons préféré la dénomination "Unité del Pinar" du fait que dans le cadre de notre étude les caractères litho-stratigraphiques particuliers de cette unité concernent la seule Sierra del Pinar (Figure III.33).

Cette unité se distingue du Subbétique auquel elle

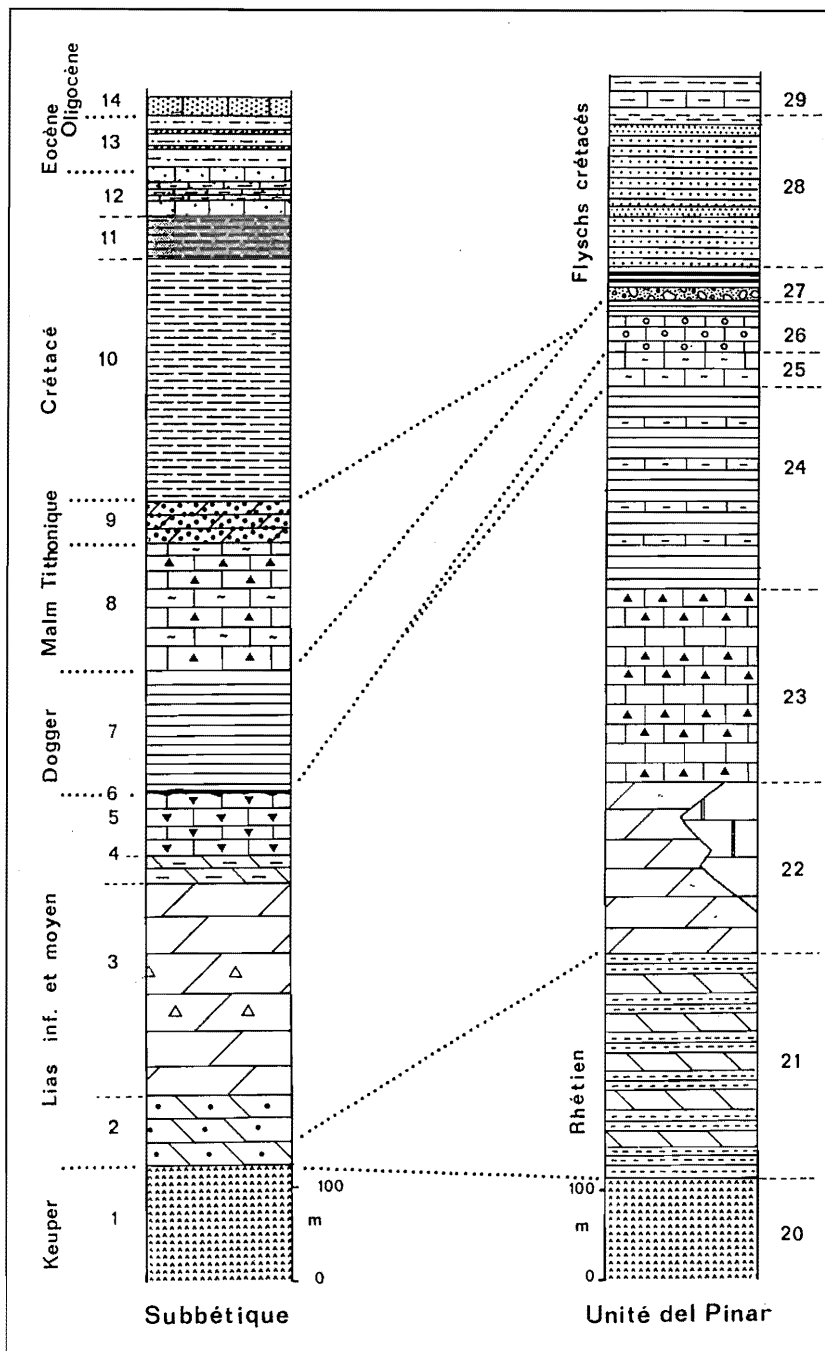


Figure III.33 - Colonnes litho-stratigraphiques du Subbétique et de l'unité del Pinar

SUBBETIQUE :

- 1 : Brèches polygéniques à ciment gypseux triasiques ;
- 2 : Dolomies cristallines grises ;
- 3 : Séries calcaires (micritique et glauconieux à silex) ;
- 4 : Calcaires dolomitiques ;
- 5 : Calcaires noirs à silex ;
- 6 : Hard-ground ;
- 7 : Calcaires noduleux, calcaires marneux et marnes ;
- 8 : Calcaires marneux à silex (Bajocien) ; 9 : Calcaires noduleux tithoniques ;
- 10 : Marno-calcaires blancs du Crétacé inférieur ;
- 11 : Marno-calcaires rougeâtres du Crétacé supérieur ;
- 12 : Calcaires gréseux et marno-calcaires en alternances ;
- 13 : Marno-calcaires à niveaux microbréchiques ;
- 14 : Calcaires gréseux.

UNITE DEL PINAR :

- 20 : Argiles bigarrées à passées gypseuses ;
 - 21 : Alternances de marnes et dolomies stratifiées ;
 - 22 : Calcaires affectés par une puissante dolomitisation secondaire ;
 - 23 : Calcaires à silex à interlits marneux de plus en plus fréquents vers le sommet ;
 - 24 : Série marno-calcaire ;
 - 25 : Marno-calcaires noduleux et à radiolarites (Toarcien) ;
 - 26 : Calcaires à radiolarites devenant de plus en plus marneux vers le sommet (Dogger) ;
 - 27-28-29 : Flyschs crétacés du complexe à *Aptychus* ;
 - 27 : Conglomérat de base ;
 - 28 : Flysch marno-microbréchique puis à microbrèches ;
 - 29 : Marnes argileuses et marno-calcaires.
- D'après P. Chauve, 1968; J. Bourgois, 1970 et 1978.

était auparavant rattachée (M. Blumenthal, 1933-35 ; P. Hoppe, 1968) par :

- un Rhétien dolomitique à interbanes marneux ;
- l'absence systématique de Jurassique supérieur ;
- et une couverture discordante de flyschs crétacés.

Ces éléments, qui confèrent à cette unité une dynamique paléogéographique différente de celle des domaines pénibétique et subbétique *s.s.*, caractérisent également les *sierras* voisines de la Silla, Blanquilla, Tablón, Cañete et de Lijar.

Le Trias débute par une série laguno-marine de très faible profondeur (argiles bigarrées, gypses, cargneules...) qui passe, au Rhétien, à des faciès peu profonds (A. Michard, 1969) : alternance de marnes et dolomies

stratifiées dont l'épaisseur pouvant atteindre 600 m (Sierra de Lijar), implique une forte subsidence.

Le Lias inférieur est marqué par une épaisse série initialement calcaire et dont l'épaisseur peut être de l'ordre de 500 m (escarpement méridional de la Sierra del Pinar). Ces calcaires ont été affectés par une puissante dolomitisation secondaire, qui constitue l'essentiel des affleurements actuels : les dolomies grises del Pinar. Quelques grosses lentilles calcaires ont été épargnées, telle celle qui constitue le relief du San Cristobal (1600 m). Le reste de la sédimentation liasique se caractérise par 150 à 300 m de calcaires à silex, entrecoupés d'intercalations marneuses qui deviennent de plus en plus fréquentes vers le sommet de la série. Le Jurassique moyen présente des traits lithologiques similaires au Subbétique : marno-

calcaires, calcaires à silex et radiolarites.

En discordance sur le Dogger, reposent les flyschs crétacés du "complexe à *Aptychus*" (J. Bourgois, 1978). L'absence de Jurassique supérieur est vraisemblablement due à une phase érosive anté-néocomienne comme le laisse supposer la présence d'éléments du Jurassique supérieur dans les flyschs du Berrisien moyen et supérieur : "Conglomérat polygénique du complexe à *Aptychus*" de J. Bourgois (1978). Ces flyschs qui atteignent 200 à 250 mètres d'épaisseur, débutent par une formation détritique à radiolarite (calcaires microbréchiques) évoluant vers une série conglomératique puis marno-calcaire. La discordance de cette formation est manifeste dans la Sierra Blanquilla où elle fossilise des accidents et des déformations qui impliquent des mouvements tectoniques au Jurassique supérieur ; mouvements que n'ont guère connus les domaines pénibétique et subbétique s.s.

1.4. Les écaïlles du Corridor de Boyar

Le corridor de Boyar, situé entre la Sierra del Pinar et la Sierra del Endrinal-Peñon Grande, a suscité depuis longtemps l'intérêt des géologues (M. Blumenthal, 1935-37 ; P. Hoepfner, 1963 ; P. Hoppe, 1968 ; P. Chauve, 1961-67 ; Y. Peyre, 1970 ; J. Bourgois, 1978) (Figure III.34). D'après les travaux de J. Bourgois, il faut replacer les écaïlles du corridor de Boyar dans un domaine paléogéographique proche de l'Unité del Pinar étant donné leurs nombreux points communs : un Trias riche en gypse, un Rhétien dolomitique, un Toarcien calcaire, l'existence d'une phase tectonique anté-néocomienne, et une couverture crétacée discordante de flyschs caractérisés par le "complexe à *Aptychus*".

La complexité du Corridor de Boyar est essentiellement due au fait que cette série stratigraphique, comprimée et réduite à quelques centaines de mètres d'épaisseur, est disposée en écaïlles au pendage subvertical.

1.5. Les séries flyschoides allochtones

Discordantes sur l'ensemble des unités pré-décrites, les formations aquitaniennes se caractérisent dans la Serranía de Grazalema par des séries flyschoides allochtones : les grès numidiens⁽¹⁾ et les flyschs grésomiacés d'Algéciras.

La formation numidienne affleure amplement à l'E et au SE de Grazalema ainsi qu'au S d'Ubrique. Elle comporte une série de base constituée de flyschs à microbrèches (alternance calcaires biodétritiques et bancs argilo-gréseux) d'âge priabonien-aquitaniens inférieurs ; ils sont surmontés par des grès grossiers aquitaniens.

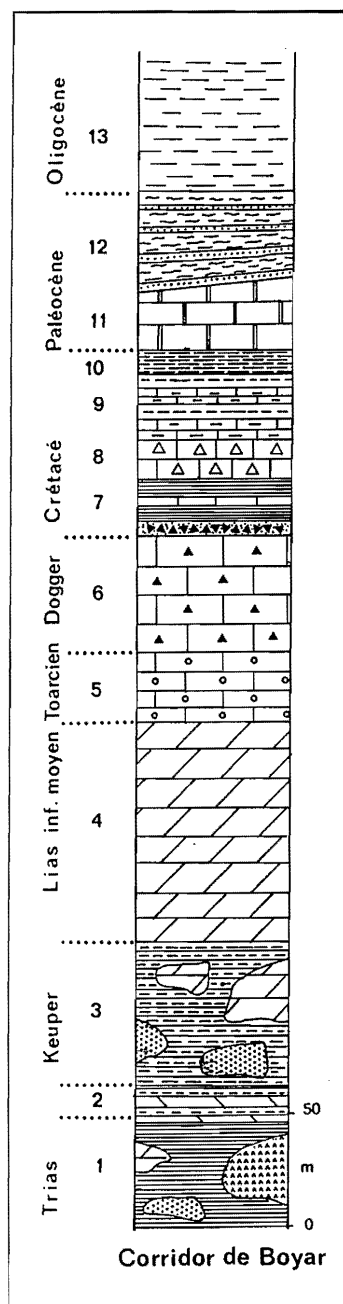


Figure III.34 - Colonne lithostratigraphique des écaïlles du Corridor de Boyar

- 1 : Argiles à lentilles gypseuses, dolomitiques et gréseuses ;
 - 2 : Alternances d'argiles et de niveaux calcaréodolomitiques (Muschelkalk) ;
 - 3 : Faciès argilo-gypseux à lentilles dolomitiques et gréseuses ;
 - 4 : Dolomies cristallines ;
 - 5 : Calcaires oolithiques souvent dolomitisés ;
 - 6 : Calcaires à silex ;
 - 7-8-9 : Flyschs crétacés ;
 - 7 : Brèche à silex et à *Aptychus* puis niveaux marneux et calcaires ;
 - 8 : Calcaires bréchiques ;
 - 9 : Marno-calcaires à faciès "couches rouges" ;
 - 10 : Marnes et marno-calcaires à débris de Microcodium ;
 - 11 : Calcaires à débris de Microcodium ;
 - 12 : Flyschs à microbrèches transgressifs ;
 - 13 : Argiles.
- D'après J. Bourgois et P. Chauve, 1971.

Élément caractéristique de cette formation, ces grès se disposent en bancs métriques et décimétriques sur une épaisseur pouvant atteindre 1000 m. Ces grès numidiens logés au cœur-même de la *serranía* constituent le bassin versant du río Guadara qui se perd au contact des assises jurassiques (Hundidero).

Les flyschs grésomiacés d'Algéciras affleurent à l'ENE de Villaluenga del Rosario et sur la rive gauche du Guadiaro aux abords du bassin de Ronda. Cette formation est essentiellement composée de marnes argileuses micacées et de grès micacés riches en débris du Paléozoïque bétique (cf. : Première Partie sur les Cordillères Bétiques). D'extension régionale réduite, cette

(1) Nous avons préféré par souci d'homogénéité avec la terminologie maghrébienne et sicilienne, l'appellation "série numidienne" employée par J. Bourgois (1978). La "série numidienne" correspond à la "Nappe d'Aljibe" de J. Didon (1959-60) et de P. Chauve (1960).

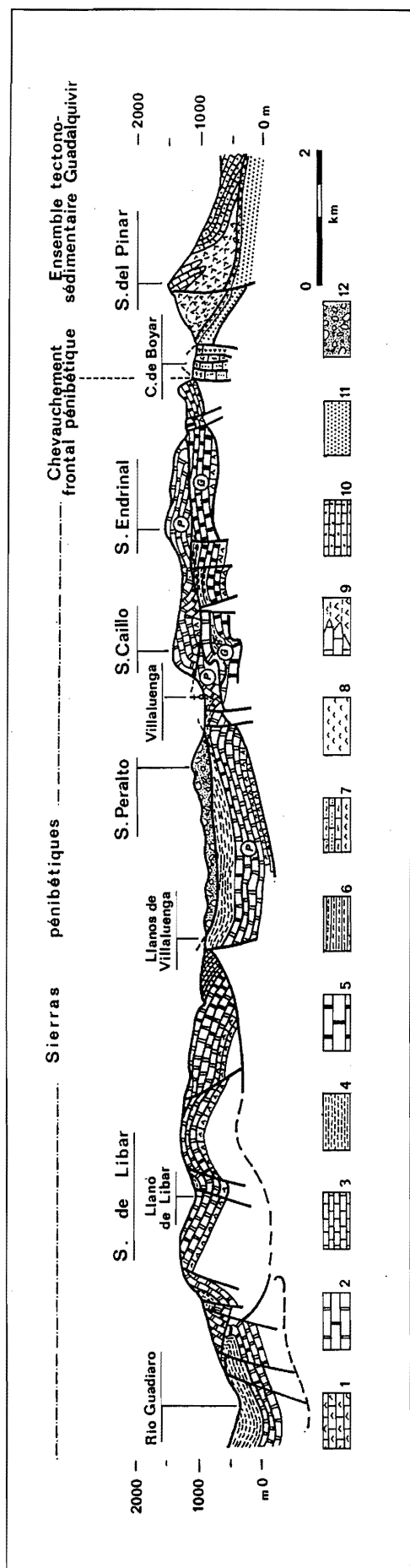


Figure III.35 - Coupe géologique schématique et synthétique de la Serranía de Grazalema.

UNITE PENIBETIQUE

1 : Dolomies du Rhéto-Lias ; 2 : Calcaires du Jurassique moyen ; 3 : Calcaires du Jurassique supérieur ; 4 : Marno-calcaires crétacés ;

UNITE DU PEÑON GRANDE

5 : Calcaires jurassiques ; 6 : Marno-calcaires crétacés ; 7 : Ecaïles du Corridor de Boyar ;

UNITE DEL PINAR

8 : Trias argilo-gypseux ; 9 : Calcaires et dolomies du Lias basal ; 10 : Calcaires marneux et à silex du Jurassique ; 11 : Unité de Paterna : Brèches à gypse ; 12 : Grés numidiens.

P : Unité pénibétique ; G : Unité du Peñon Grande.

formation aquitanienne a un faible impact dans l'agencement morpho-hydrographique. Il en est de même pour les affleurements, quoiqu'étendus, de la "formation des argiles à blocs" située à l'aval et en contrebas des *sierras* étudiées. Ces dernières formations ainsi que les dépôts miocènes ayant été analysés dans la Première Partie, nous ne reviendrons pas sur leurs particularités lithologiques.

2. LES DISPOSITIFS STRUCTURAUX DE LA SERRANIA

La mise en place de la Serranía de Grazalema a été abordée dans la Première Partie. Nous rappelons, ici, brièvement les principales étapes. Bien que les premiers mouvements tectoniques datent du Burdigalien (cf. la formation burdigalienne des argiles à blocs ; J. Bourgois, 1978), ce n'est qu'au fini-Burdigalien et au post-Burdigalien que la *serranía* a connu les phases paroxysmales responsables de son dispositif structural plissé et des chevauchements dans lesquels les formations burdigaliennes sont impliquées. Suite à ces épisodes tectoniques, la région a connu une transgression marine miocène, limitée ici au seul bassin de Ronda et dont les dépôts, qui ont fossilisé l'extrémité septentrionale de la Sierra de Líbar, reposent en discordance sur les formations numidiennes (Las Cumbres-Alcornocales). Postérieurement, les molasses tortono-messiniennes ont été déformées (charnière mio-pliocène) et portées en altitude (plio-pléistocène).

Ces phases tectoniques successives sont à l'origine de l'extrême complexité structurale de détail de la Serranía de Grazalema (Figure III.35). Cette complexité est, de plus, accentuée par la nature et la distribution aléatoire des "klippes sédimentaires" contenues dans les argiles à blocs burdigaliennes ; ces "klippes" pouvant être composées de flyschs aquitaniens et/ou crétacés (*supra* : Première Partie).

Cette complexité masque une logique plus simple d'ordre supérieur : le chevauchement frontal pénibétique précocement structuré (phase fini-oligocène) sur le "complexe tectono-sédimentaire du Guadalquivir". Ce dernier ensemble, défini par J. Bourgois (1978), est constitué d'un empilement de nappes issues du Subbétique, des unités del Pinar, du Corridor de Boyar et des formations à blocs burdigaliennes.

Afin de décrire aisément le dispositif structural de la *serranía*, nous étudierons successivement les domaines litho-structuraux situés de part et d'autre du chevauchement frontal pénibétique.

2.1. L'agencement structural des unités pénibétiques

Situé au sud-est du Corridor de Boyar, le dispositif structural des unités pénibétiques se lit relativement bien dans le paysage. Le plissement, de direction générale NNE-SSW, s'ordonne en de lourds plis coiffés (Sierras de Libar, d'Ubrique) ou en de vastes dômes anticlinaux (Sierra del Endrinal). La rigidité des calcaires jurassiques a généré, sous l'effet des contraintes tectoniques, une importante fracturation.

La Sierra de Libar s'apparente à un ample pli coiffé dont les flancs calcaires plongent respectivement vers le SE en direction de la vallée du Guadiaro et vers le NW au dessus des Llanos de Villaluenga. Plus relevé au SW où dans la partie axiale affleurent les dolomies infraliasiques

et les argiles rhétiennes, cet anticlinal s'abaisse progressivement en direction du NE où la couverture crétacée a été partiellement conservée.

Un dense réseau d'accidents complique ce dispositif anticlinal (Figure III.36). C'est le cas des fractures longitudinales qui, associées à une gouttière synclinale, délimitent dans l'axe du massif un couloir de dépressions dans lesquelles subsiste le Crétacé (Montejaque-Pozuelo-Llanos de Libar). Ce couloir médian subdivise la Sierra de Libar en deux chaînons parallèles :

- à l'E, le pli anticlinal dissymétrique du Ventana-Palo-Blanquilla dont la retombée orientale (en direction du río Guadiaro) est accidentée par des demi-horsts;

- les chaînons de Mojon Alto et de Montalate qui constituent la retombée occidentale de la Sierra de Libar. Cette retombée, accentuée par une flexure, est accidentée par de nombreuses fractures qui lui confèrent un style extrusif prononcé.

Par ailleurs, un système de failles transversales et obliques, postérieur aux accidents longitudinaux, est responsable du décalage interne des reliefs et dépressions de cette *sierra*. Ces accidents transversaux déterminent également le tracé en redans des bordures du massif.

A l'ouest de la Sierra de Libar, le dispositif structural se complique notablement par le chevauchement de diverses unités pénibétiques ou à affinité pénibétique (unité du Peñon Grande-Caillo). Il y a, tout d'abord, le chevauchement de l'ensemble "Libar-Llanos de Villaluenga" (recouvert par les grès numidiens charriés : Sierras Peralto-Cumbres) sur la Sierra d'Ubrique. Cette dernière et la Sierra del Endrinal chevauchent à leur tour l'Unité du Peñon Grande (Sierras del Caillo et du Peñon

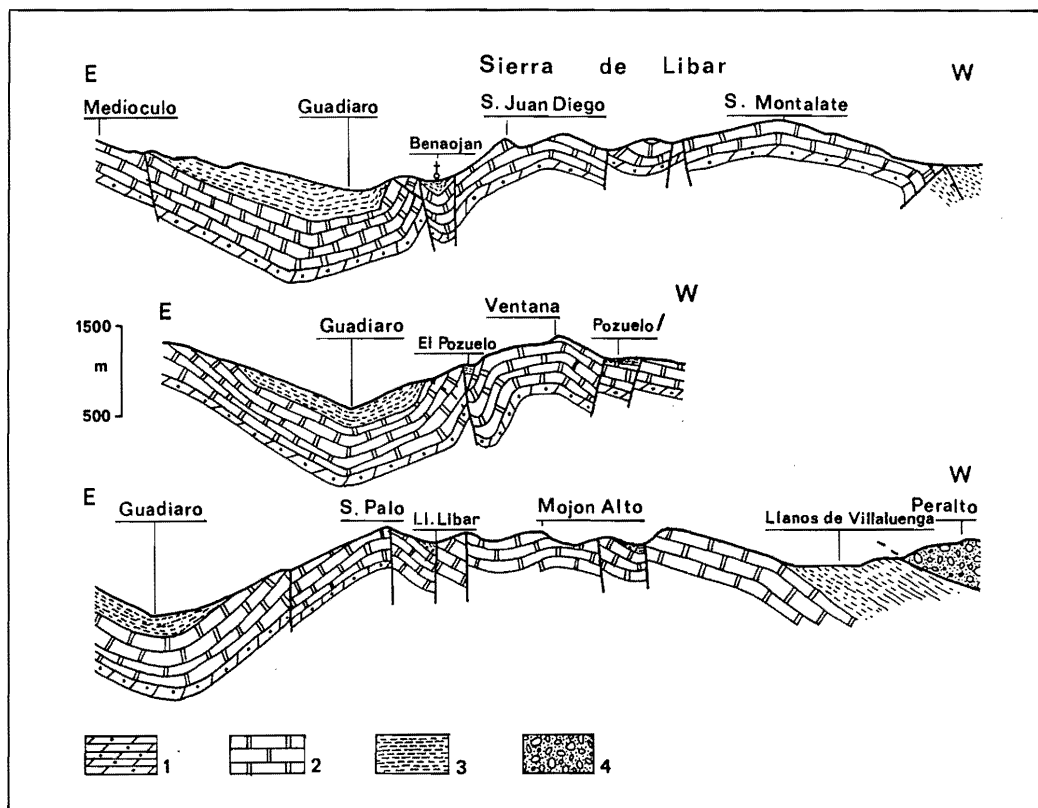


Figure III.36 - Coupes géologiques sériees de la Sierra de Libar

- 1 : Dolomies du Rhéto-Lias ;
- 2 : Calcaires jurassiques ;
- 3 : Marno-calcaires crétacés ;
- 4 : Grès numidiens.

Grande de Grazalema) qui, elle-même, repose anormalement, à l'W, sur le "complexe tectono-sédimentaire du Guadalquivir" (corridor de Boyar- Sierra del Pinar) ; ce dernier contact implique les formations burdigaliennes (Figure III.35).

Cette région structuralement complexe aux abords du chevauchement frontal pénibétique peut se subdiviser en des ensembles structuraux plus simples :

- la Sierra d'Ubrique correspond à un pli coiffé dissymétrique limité au S et SW par un accident chevauchant les formations aquitaniennes (grès numidiens). Au N, les calcaires jurassiques plongent vigoureusement vers l'étroite gouttière synclinale de la Manga de Villaluenga del Rosario. C'est au N de cette gouttière que le Pénibétique chevauche l'Unité du Peñon Grande ;

- la Sierra del Endrinal s'apparente à un brachy-anticlinal dont l'axe principal passe entre les sommets du Simancón et du Reloj (1539 m). Cette voûte anticlinale est disloquée par de nombreuses fractures de distension. Cet ensemble est limité de toutes parts par des accidents cassants ou chevauchants : faille décrochante bordant la retombée orientale de la Sierra del Endrinal et chevauchement sur l'Unité du Peñon Grande sur ses autres rebords. En profondeur, la Sierra del Endrinal est limitée par le plan de cisaillement superposant cet ensemble sur l'Unité du Peñon Grande ;

- le dispositif tectonique de l'Unité du Peñon Grande est relativement complexe. L'analyse structurale de la Sierra del Caïllo orientale (au N et NE de Villaluenga del Rosario) permet d'en définir le style : il s'agit d'un empilement de plis décamétriques à hectométriques serrés et d'écaillages déversés vers le S (J. Bourgois et P. Chauve, 1971). Cet empilement dans un matériel globalement identique au Pénibétique contraste avec le style tectonique de ce dernier (lourds anticlinaux). J. Bourgois et P. Chauve (1971) rattachent les déformations de l'Unité du Peñon Grande à une ancienne phase tectonique (Éocène) que ne semblent pas avoir connu, du moins avec une telle intensité, les domaines pénibétiques et subbétiques. Aux abords du "chevauchement frontal pénibétique", on relève des superpositions anormales de plusieurs écaïlles, comme au NE de Benaocaz. Une de ces écaïlles ("Peñon Grande-Salto de Cabrero") repose à l'W sur l'Unité del Pinar.

L'agencement structural pénibétique peut se résumer en une alternance d'amples plis anticlinaux coiffés et de gouttières synclinales qui se compliquent singulièrement à l'approche du "chevauchement frontal pénibétique" où se superposent des unités pénibétiques (Sierras de Ubrique et d'El Endrinal) et à affinité pénibétique (Sierras del Caïllo-Peñon Grande-Salto de Cabrero).

Au nord du "chevauchement frontal pénibétique" qui marque une limite majeure dans le dispositif structural de la *serranía*, se développe un secteur compliqué que M. Blumenthal (1934) définissait de la sorte : "c'est un terrain pour lequel l'absence de règles constitue elle-même la règle". Les travaux de P. Chauve (1966-1970), de M. Dubois (1970-1976) et de J. Bourgois (1970-1978) sont fondamentaux dans la compréhension structurale de cette région.

2.2. Les grands ensembles structuraux du "complexe tectono-sédimentaire du Guadalquivir"

Ne seront ici abordés et définis que les grands traits structuraux du domaine septentrional de la Serranía de Grazalema (Sierras del Pinar, de Zafalgar, Margarita et Corridor de Boyar) qui appartient au "complexe tectono-sédimentaire de Guadalquivir" (Figure III.37).

Le corridor de Boyar se caractérise du NW au SE par une série renversée de flyschs crétacés puis par une série d'écaïlles subverticales où on reconnaît, malgré leur étirement mécanique, le Trias, les dolomies liasiques, les calcaires à silex du Dogger, les calcaires détritiques paléocènes et les flyschs biodétritiques crétacés. Cette série d'écaïlles est chevauchée au sud-est par l'Unité du Peñon Grande.

Au NW du corridor de Boyar, c'est l'analyse des flyschs crétacés de Boyar et de l'Unité del Pinar qui a permis de saisir le rapport structural entre ces deux unités. Rappelons que la série crétacée de l'Unité del Pinar s'achève au Berrasien moyen-supérieur par une sédimentation de type flysch (complexe à *Aptychus*) alors que les flyschs crétacés de Boyar débutent au Berrasien

Figure III.37 - Coupes géologiques sérieées de la Serranía de Grazalema aux abords du chevauchement frontal pénibétique

COUPES GEOLOGIQUES DETAILLEES :

PENIBETIQUE : 1 : Cagneules du Rhéto-Lias ; 2 : Calcaires jurassiques ; 3 : Marno-calcaires crétacés ;

UNITE DU PEÑON GRANDE : 1 : Cagneules du Rhéto-Lias ; 2 : Calcaires jurassiques ; 3 : Marno-calcaires crétacés ;

CORRIDOR DE BOYAR : 1 : Trias ; 2 : Jurassique ; 3 : Flyschs et calcaires détritiques à *Micricodium* ;

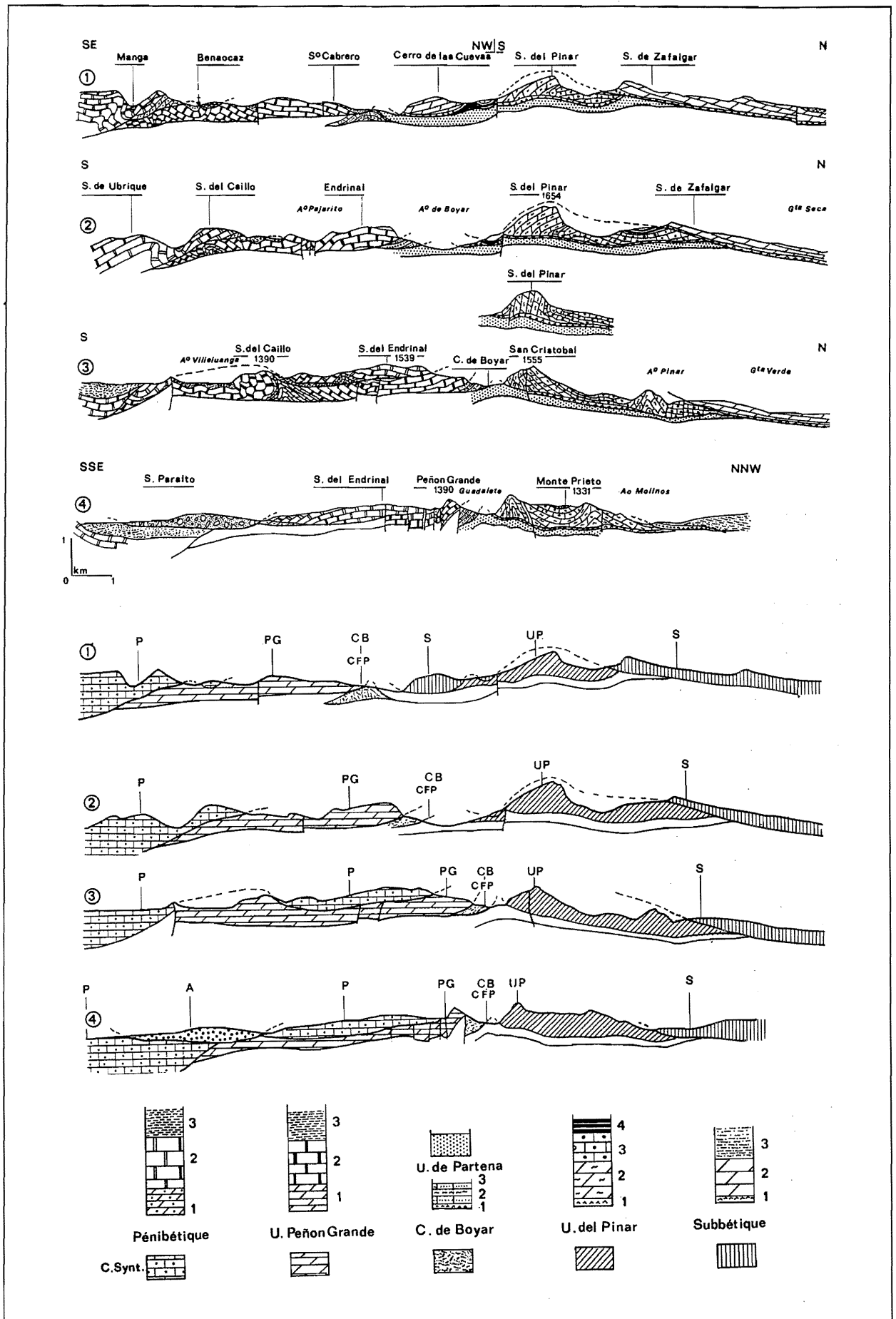
UNITE DEL PINAR : 1 : Trias ; 2 : Calcaires et dolomies du Lias basal ; 3 : Lias -Dogger ; 4 : Complexe à *Aptychus* ;

SUBBETIQUE : 1 : Trias marno-gypseux ; 2 : Jurassique marno-calcaire ; 3 : Marnes du Crétacé inférieur.

COUPES SYNTHETIQUES :

P : Pénibétique ; PG : Unité du Peñon Grande ; CB : Corridor de Boyar ; UP : Unité del Pinar ;

S : Subbétique ; CFP : Chevauchement frontal du Pénibétique.



moyen par un faciès à *Aptychus*. La similarité des microfaciès contenus dans ces deux complexes (P. Chauve, 1969 ; J. Bourgois, 1970) et leur constante proximité géographique ont permis de les rattacher à un même domaine litho-structural. A partir de cette donnée, il convient d'élucider les rapports structuraux qui existent entre la Sierra del Pinar, dont la série est normale, et sa couverture flyschöide qui se dispose en série inverse. La solution est apportée par deux types d'observations effectuées au front méridional de la Sierra del Pinar (J. Bourgois, P. Chauve, 1971) :

-1- il existe une zone à structure interne complexe qui s'étend du Puerto de Boyar à Lagarin ;

-2- au front méridional de la Sierra del Pinar (au niveau du Monte Prieto) existent des lambeaux liasiques dont le faciès est en tout point comparable à celui de l'Unité del Pinar. Ces lambeaux se trouvent structuralement sous le Trias et sont disposés en série renversée. Compte tenu du fait que le flysch du Corridor de Boyar est la couverture stratigraphique de l'Unité del Pinar, on peut envisager pour la Sierra del Pinar une structure interne en pli couché vers le sud. Dans ces conditions, la zone complexe du Puerto de Boyar correspond à la zone charnière anticlinale décollée de son cœur triasique et les éléments liasiques du Monte Prieto à des éléments, de type Unité del Pinar, en position de flanc inverse.

De part et d'autre de la faille subméridienne de San Cristobal, ce dispositif est plus ou moins accusé :

- à l'W de cet accident, le massif correspond à un flanc monoclinale inverse, au pendage accusé voire subvertical, au niveau du San Cristobal. Il domine au nord le vaste ensellement synclinal de los "Arroyos del Pinar" où affleurent le Lias et les flyschs crétacés à *Aptychus* ;

- l'extrémité orientale de l'Unité del Pinar possède un pendage généralisé vers le NW et se raccorde au NE à l'anticlinal de Monte Prieto où affleure largement le Lias.

L'ensemble de l'Unité del Pinar est, sur sa bordure septentrionale, largement chevauchée par les dolomies rhéto-liasiques subbétiques de la Sierra de Zafalgar. Au niveau de ce contact anormal, le Trias affleure. Du fait de sa nature gypseuse, il a, sans nul doute, facilité le rétrochevauchement subbétique par plan de glissement sur l'Unité del Pinar.

Le Subbétique se dispose en une structure monoclinale qui plonge vers le N où il chevauche à plat les formations aquitaniennes (grès numidiens).

2.3. Conclusions

Au terme de cette rapide présentation structurale, la Serranía de Grazelema se caractérise, d'une part, par des domaines aux dispositifs structuraux apparemment relativement simples (Subbétique : dispositif monoclinale ;

Pénibétique : alternance de plis anticlinaux et de sillons synclinaux) et, d'autre part, par une zone structurale extrêmement complexe (Corridor de Boyar-Unité del Pinar), limitée par les deux contacts majeurs régionaux : le chevauchement du Pénibétique au S et le rétrochevauchement du Subbétique au N.

Dans cette dernière zone, M. Dubois et *al.* (1972) et J. Bourgois (1978) ont relevé entre les écaïlles du Corridor de Boyar des éléments appartenant au Burdigalien. Par ailleurs, aux débouchés de ce même *corridor*, la formation des argiles à blocs burdigalienne comporte de nombreuses klippes sédimentaires dont le matériel provient en grande partie des écaïlles de Boyar (calcaires à débris de *Microcodium* du Fresnillo, par exemple). Pour ces raisons et en fonction de l'environnement géologique, J. Bourgois (1978) considère les écaïlles du Corridor de Boyar comme des klippes sédimentaires noyées dans la formation des argiles à blocs burdigalienne. Si on retient cette donnée, la Serranía de Grazelema septentrionale (située au nord du chevauchement frontal pénibétique) est constituée d'un empilement de nappes provenant de trois domaines paléogéographiques : au N, le Subbétique ; au niveau du rétrochevauchement, le Trias à ciment gypseux ; et au S, la formation des argiles à blocs. J. Bourgois (1978) rangeant les flyschs crétacés et leur substratum (unités del Pinar et de Boyar) dans cette formation.

3. L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DE LA SERRANIA DE GRAZELEMA

L'étendue des affleurements carbonatés dans la Serranía de Grazelema et la puissance de ces assises sont éminemment favorables à la mise en place de drainages karstiques. Les terrains peu perméables (marnes crétacées et grès numidiens) au cœur-même de la *serranía* sont, quant à eux, à l'origine d'une structuration binaire du karst.

Jusqu'ici les travaux hydrogéologiques (Travaux de l'I.G.M.E. sur les "Cuencas du Guadalquivir et del Sur", 1981 et 1983 ; A. Battle Gargales, 1986 ; C. Perez et *al.*, 1986 ; J.L. Diaz Hernandez et *al.*, 1983 et 1986 ; M.A. Gonzalez Aton et *al.*, 1986) se sont essentiellement attachés, pour de justes raisons économiques, à définir les ressources des aquifères de la *serranía* en vue de leur exploitation.

Nous pouvons distinguer sept ensembles potentiellement karstifiables. Par ordre d'importance (en fonction de l'extension des affleurements et de l'épaisseur des assises carbonatées), ce sont les calcaires pénibétiques du Jurassique inférieur et moyen ; les calcaires pénibétiques du Jurassique supérieur ; les dolomies liasiques subbétiques ; les dolomies liasiques pénibétiques ; les calcaires jurassiques subbétiques ; les lentilles

calcaires liasiques de l'Unité del Pinar ; et les écaillés calcaires de Boyar.

Le substratum de ces ensembles potentiellement karstifiables correspond au Trias argilo-gypseux. Ce niveau de base lithologique affleure essentiellement à l'W de la *serranía* et au NE des Sierras del Pinar et de Zafalgar. Il est également présent au niveau des chevauchements du Subbétique sur l'Unité del Pinar ou du Pénibétique sur l'Unité du Peñon Grande, bien que dans ce dernier cas, le Trias ait été souvent laminé voire expulsé. D'autre part, la dolomitisation secondaire des calcaires du Lias subbétique et de l'Unité del Pinar, en créant une porosité différentielle, peut être à l'origine de niveaux de base relatifs.

On relève que les différents ensembles karstifiables de cette *serranía* sont généralement surmontés d'épaisses couvertures imperméables (Figure III.27). Ces couvertures peuvent être :

- les marno-calcaires du Jurassique moyen et supérieur subbétique et leur couverture marneuse éo-crétacée ;
- le Jurassique moyen de l'Unité del Pinar et les flyschs crétacés ;
- et les marno-calcaires crétacés pénibétiques auxquels il faut adjoindre les grès numidiens et leur semelle flyschoidé.

Dans ces conditions, d'ordre uniquement géologique, la Serranía de Grazalema ne présente pas, au premier abord, de conditions optimales à la karstification étant donné que les assises potentiellement karstifiables se situent toutes sous une couverture imperméable de 100 à 500 m d'épaisseur. Cependant, dès que ces couvertures ont été partiellement dégagées par l'érosion, cet handicap initial devient un facteur favorable à la karstification, notamment en concentrant les écoulements superficiels vers l'endokarst. Dans ces conditions, le rôle de l'érosion de ces couvertures est fondamental dans l'appréhension karstogénique étant donné qu'elle précède le déclenchement de la karstification.

Dans la Première Partie (*supra*), nous avons signalé que, dès le Tortonien moyen, les assises karstifiables pénibétiques étaient partiellement dégagées de leur couverture imperméable éo-crétacée. Ce dégagement devait être majeur sur les reliefs bordant le bassin molassique de Ronda comme le suggèrent les

aplanissements miocènes qui recoupent les calcaires pénibétiques (*supra* Première Partie). Il est fort vraisemblable que dès la fin du Miocène, la couverture éo-crétacée pénibétique ne subsistait que sur les bas versants et dans les dépressions.

Le déblaiement, au moins partiel, des couvertures imperméables n'est qu'une des conditions initiales à la karstification. Celle-ci ne peut, en effet, être effective qu'en présence d'un "potentiel de karstification". Ce potentiel a été ici conditionné par les principaux cours d'eau, comme semble le souligner la distribution des principaux exutoires karstiques de cette *serranía* ; ceux-ci se situent dans les talwegs du río Guadiaro (Cueva del Gato, Benaolán, Jimera de Líbar, Buitreras) et des vallées affluentes du río Guadalete (Bocaleones, Hóndon, Ubrique) (Figure III.38 et III.39).

En fonction des différents paramètres litho-structuraux, on peut distinguer deux grands domaines au comportement "hydrogéologique" différencié : le domaine pénibétique et les *sierras* appartenant au "complexe tectono-sédimentaire du Guadalquivir" (Sierras del Pinar, de Zafalgar, et de Margarita). La distribution des exutoires karstiques en fonction de leur débit, pour chacun de ces domaines, est une des expressions de cette différenciation (Tableau III.2).

L'étude des différents systèmes devrait nous permettre de déterminer les caractères hydrogéologiques propres à chacun de ces deux grands domaines. Cette démarche bute, cependant, sur l'importante hétérogénéité des études hydrogéologiques ayant été menées sur cette *serranía*. Dans la plupart des cas, elles sont de type "reconnaissance" (description géométrique et morphologique de l'aquifère) et n'abordent que de manière sommaire les capacités et le fonctionnement du système karstique. Quelques unes de ces études ont été complétées par des analyses quantitatives (débit, ressources de l'aquifère) effectuées par l'I.G.M.E. et par l'I.A.R.A. (Instituto Andaluz de Reforma Agraria).

C'est en fonction de ces quelques données et de nos observations que vont être définis les principaux caractères des "systèmes" karstiques de la Serranía de Grazalema.

Unités	Nombre d'exutoires karstiques	1 à 50 l/s	50 à 500 l/s	Sup. à 500 l/s
Pénibétiques	14	5	5	4
Compl. tecto-sédimentaire Guadalquivir	32	28	4	0
Serranía de Grazalema	46	33	9	4

Tableau III.2 - Répartition des exutoires karstiques de la Serranía de Grazalema en fonction de leur débit

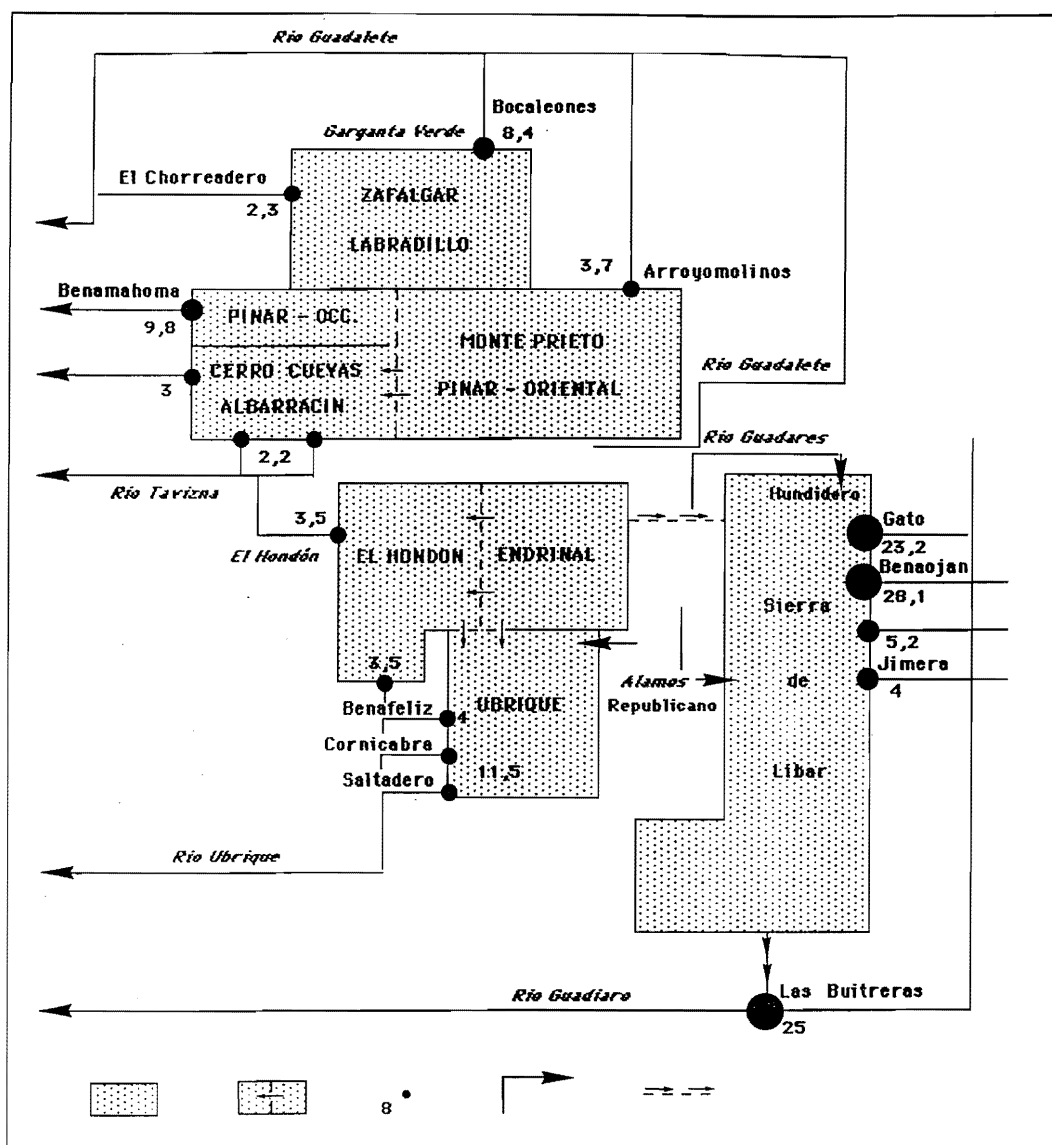
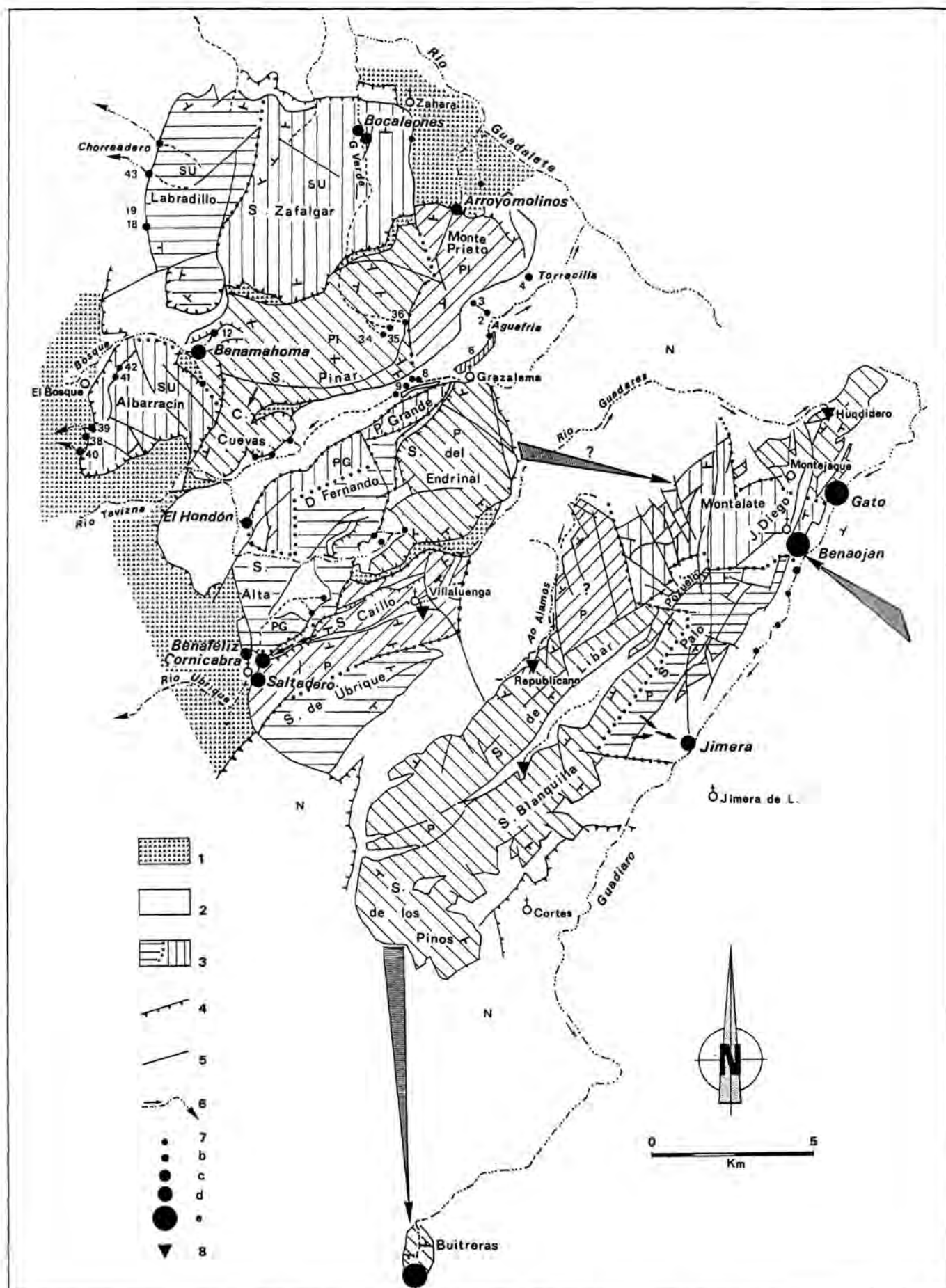


Figure III.38 -
L'organisation
hydrogéologique de la
Serranía de Grazalema.
Données quantitatives

1 : Unités hydrogéologiques ;
2 : Relations potentielles entre
deux unités hydrogéologiques ;
3 : Exutoire karstique et son
débit annuel exprimé en Hm³ ;
4 : Cours d'eau de surface ;
5 : Connexions potentielles
entre deux unités hydrogéolo-
giques.

Figure III.39 - Carte hydrogéologique de la Serranía de Grazalema. Les exutoires de la Serranía et leur bassin d'alimentation karstique

- 1 : Niveau de base lithologique triasique ;
- 2 : Affleurement imperméable : marno-calcaires crétacés ; grés numidiens (N) ; molasse miocène ;
- 3 : Affleurement carbonaté et délimitation entre deux bassins d'alimentation karstique.
 - SU : Subbétique ;
 - PI : Unité del Pinar ;
 - P : Pénibétique ;
 - PG : Unité del Peñon Grande ;
- 4 : Chevauchement ;
- 5 : Fracture ;
- 6 : Cours d'eau aérien ;
- 7 : Exutoires karstiques :
 - a : débit inférieur à 20 l/s ;
 - b : 20 - 50 l/s ;
 - c : 50 - 100 l/s ;
 - d : 100 - 500 l/s ;
 - e : débit supérieur à 500 l/s. Le numéro porté auprès de certains des exutoires renvoie au tableau 4 ;
- 8 : Perte karstique (sima).



3.1. L'organisation hydrogéologique des sierras subbétiques et del Pinar

Ce vaste domaine géographique, caractérisé par d'importants affleurements de dolomies liasiques, est drainé par une multitude de sources (28) de débit modeste (1 à 50 l/s) alimentées par de petits bassins versants isolés et/ou étagés en fonction des variations lithologiques de faciès (*) [dolomitisation secondaire, passée marneuse, etc...] ou des nombreux contacts anormaux régionaux (*). L'ensemble de ces données est résumé dans le Tableau III.3.

Conjointement à cette dispersion hydrogéologique, des bassins d'alimentation karstiques plus étendus se développent dans les Sierras del Pinar, de Zafalgar et satellites comme en témoignent les quelques émergences possédant un débit moyen supérieur à 50 l/s. Nous avons distingué, en fonction du dispositif litho-structural, quatre "grandes" unités hydrogéologiques : la Sierra del Pinar-Monte Prieto ; l'ensemble Zafalgar-Labradillo ; l'Unité del Bosque ; et le Corridor de Boyar.

3.1.1. La Sierra del Pinar - Monte Prieto

Cette unité hydrogéologique de 37 km² possède un potentiel karstifiable d'environ 1000 mètres d'épaisseur comprenant les calcaires et dolomies du Lias inférieur (400 à 600 m) et les assises moins perméables du Lias-Dogger (200 à 400 m.) (Figure III.31 et III.38). Cette unité est limitée au N et à l'E par le Trias argilo-gypseux et au S par le Corridor de Boyar. Malgré la multitude de sources répertoriées (13 sources ; Tableau III.3), 90% du drainage karstique se concentrent sur deux émergences situées aux deux extrémités de l'aquifère : *manantial* de Benamahoma (*nacimiento* del río El Bosque) et *manantial* del Arroyomolinos (Tableau III.4).

L'hydrochimie différenciée de ces deux émergences (J.L. Díaz Hernández, J. Garrido Blasco, 1986) suggère un compartimentage de l'aquifère en deux sous-unités aux caractères lithologiques et hydrogéologiques distincts (Figure III.3). La limite entre ces deux sous-unités semble être l'accident subméridien de San Cristobal, de part et d'autre duquel le dispositif structural diffère, ainsi que les assises carbonatées (Tableau III.4) :

- la sous-unité occidentale drainée par l'émergence de Benamahoma correspond au flanc inverse dolomitique de la Sierra del Pinar. Les écoulements souterrains vers

Benamahoma sont guidés à la fois au N par l'ensemblement synclinal del Pinar et au S par les contacts anormaux avec le Corridor de Boyar puis le Subbétique plus à l'W (Figure III.38). Le débit moyen annuel de l'émergence de Benamahoma est d'environ 9,8 hm³. Lors des grosses crues, il semble que l'émergence de Benamahoma ne puisse évacuer la totalité des écoulements (écrêtage aux environs du mètre cube) et qu'une part de ceux-ci rejoignent l'exutoire de Matinete (Benamahoma) qui possède de fortes variations de débit (10 l/s au m³/s) ;

- la sous-unité orientale englobe l'extrémité orientale de la Sierra del Pinar au pendage généralisé vers le NW et l'anticlinal de Monte Prieto limité à l'W et au N par le Trias. C'est au contact de celui-ci et sur l'axe de la fracture subméridienne de San Cristobal que se situe l'exutoire de cette unité composée essentiellement des calcaires à silex et marneux du Malm : l'Arroyomolinos dont le débit moyen annuel est de l'ordre de 3,7 hm³.

3.1.2. L'ensemble subbétique de Zafalgar-Labradillo

Cette unité comprend les dolomies et calcaires liasiques (19 km²) et les assises jurassiques de moindre perméabilité (calcaires noduleux et marneux ; 27 km²) (Figure III.31, III.38 et III.39). Les limites N, NE et W de cet aquifère correspondent au toit imperméable crétacé, alors que les bordures S et SE longent le rétrochevauchement Subbétique/Unité del Pinar entre lesquels subsiste le Trias. Cette unité hydrogéologique se subdivise également en deux bassins d'alimentation dont les exutoires se situent sur la retombée septentrionale (émergence de Bocaleones ; Garganta Verde) et sur le rebord occidental du massif (émergence du Chorreadero). La position altitudinale de ces deux séries d'exutoire (respectivement 410-310 m et 640 m) ainsi que leurs caractères hydrochimiques (Figure III.40) indiquent que ces deux sous-unités sont hydrogéologiquement fort différentes. La limite entre celles-ci correspond à l'accident subméridien del Albaranes (bordure occidentale de ce massif : sierras de Margarita-Labradillo).

La sous-unité orientale est la plus importante. Elle est drainée par les émergences du Bocaleones, dont le débit moyen annuel est d'environ 8,4 hm³. Ces émergences, situées dans le talweg ou légèrement perchées sur le versant oriental de la Garganta Verde, s'ouvrent au contact de deux ensembles carbonatés aux perméabilités différenciées (dolomies liasiques/calcaires noduleux ou marneux du Malm-Dogger). Cette sous-unité se

Exutoire	Altitude (m)	Débit (l/s)	Niveau de base lithologique
Benamahoma	520	160 (50-600)	Contact par chevauch. des dolomies et calcaires sur le Trias
Arroyomolinos	420	90 (60-200)	Contact anormal : calc à silex et marneux du Lias-Dogger sur le Trias

Tableau III.4 - Les caractères des principales émergences karstiques des sierras subbétiques et del Pinar

Unité géographique	Exutoire	N° de code carte	Altitude en m	Débit en l/s	Caractères hydrogéologiques de l'exutoire et de son bassin-versant		
Sierra del Pinar	Manantiales de los Arroyos del Pinar	36	1000	2	Niveau de base :		
		35	900	2	(*) marno-calc.	Calc. à silex	
		34	880	5	du Lias	marno-calc. du Lias	
		26	1230	2	(*) contact calc-dolimies	Dolomies et calc. du Lias inférieur	
		7	1020	2,5	(*) contact	Versant méridional	
		8	1000	7	(*) Unité Pinar/	dolomitique du	
		9	1030	3	(*) Corridor de	San Cristobal	
		25	1030	3	(*) Boyar		
	Nacimiento Calderona Torrecilla	3	850	10	(*) Unité Pinar/	Extrémité nord-est de la Sierra del Pinar	
		2	750	8	(*) Trias et		
		4	500	25	(*) Corridor de Boyar		
Corridor de Boyar	Aguafria	6	900	6	Ecailles calcaires		
		1	750	5	du		
		5	615	3	Corridor de Boyar		
Unité de Zafalgar-Margarita (Subbétique)	Chorreadero	43	640	20	(*) Dolomies lias./	Dolomies du Lias inf.	
		44	640	30	(*) marno-calc. jur.	Dolomies du Lias inf.	
	Manantiales del Labradillo	18	620	25	(*) Dolomies lias./	Dolomies du Lias inf.	
		19	630	10	(*) Trias	Dolomies du Lias inf.	
	Matinete	12	580	20	(*) Dolomies lias./ Trias	Dolomies et calc. jur. subbétiques	
		Descanadero	10	590	10	(*) Dolomies lias./ Trias	Dolomies et calc. jur. subbétiques
	Albaraccín (retombée Sud-Ouest du Subbétique)		Vihuelo	41	540	5	(*) Marnes crétacées
		42		540	5	(*) inférieures	
38		320		20	(*) Calc.jurassique		
39		320		10	(*) Subbétiques/		
40		290		10	(*) Trias		

Tableau III.3 - Caractéristiques des bassins d'alimentation karstique des sources au débit inférieur à 50 l/s des sierras subbétiques et del Pinar

développe essentiellement dans les assises liasiques dolomitiques, au pendage généralisé vers le N.

La sous-unité occidentale s'agence dans les assises du Malm-Dogger qui s'abaissent vers l'WNW. Ses principaux exutoires (Chorreadero), situés au contact des marnes crétacées, possèdent un débit moyen annuel de 2,3 hm³.

3.1.3. L'Unité Albarracín - Cerro de las Cuevas

Cette petite unité hydrogéologique subbétique de 16 km² est limitée au NE par son chevauchement sur l'Unité del Pinar. Sa limite imperméable, hormis au NW où affleure le toit crétacé, correspond au Trias subbétique (Figure III.38, III.39). On y distingue deux domaines

structuraux séparés par un accident chevauchant :

- à l'E, le Cerro de las Cuevas se caractérise par une vaste dalle monoclinale (vers le S) de dolomies liasiques. Sur son rebord méridional, au contact du Trias, sourdent une série de sources (520-500m.), dont le débit moyen total est de 2,2 hm³/an. Ce débit relativement élevé par rapport à la surface de l'impluvium, serait dû à de probables connexions entre l'Unité del Pinar occidental et cette sous-unité. D'ailleurs, le gradient hydraulique entre l'émergence de Benamahoma et celles du Cerro de las Cuevas n'étant que de 0,5% suggère l'existence d'un aquifère commun entre ces deux unités. Une autre donnée conforte cette hypothèse. Sur les 28 hm³/an qui s'infiltrent dans l'Unité del Pinar-Monte Prieto (coefficient d'infiltration de Thorntwaite), seuls 14,6 hm³/an

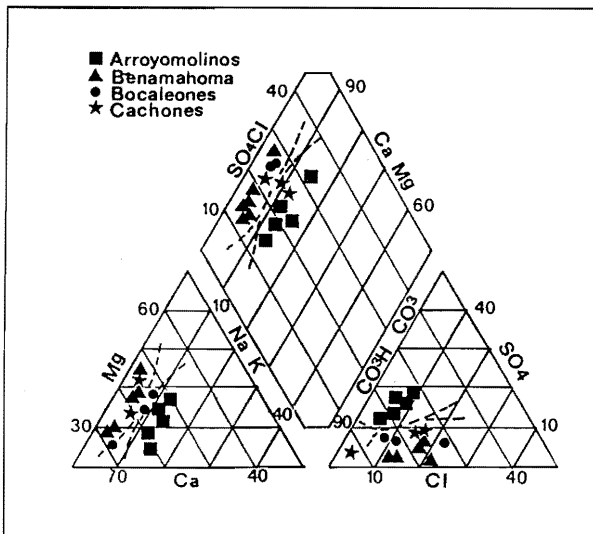


Figure III.40 - Diagramme hydrochimique triangulaire pour quelques émergences du "Complexe tectono-sédimentaire du Guadalquivir"

D'après J.L. Diaz Hernandez et J. Blasco, 1986 et nos analyses.

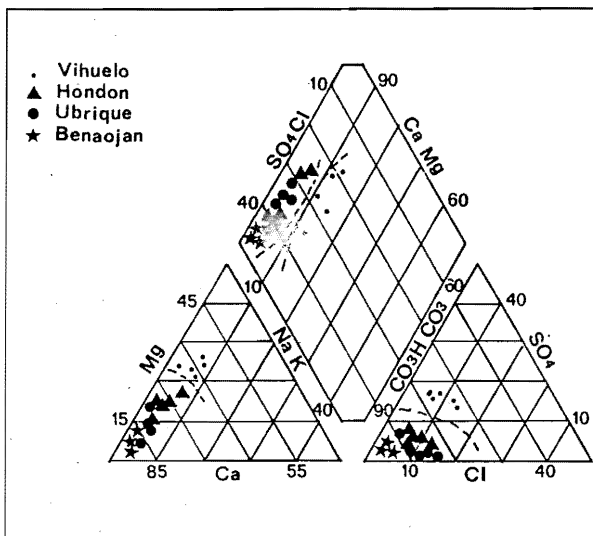


Figure III.41 - Diagramme hydrochimique triangulaire pour quelques émergences du domaine pénibétique.

L'émergence de Vihuelo qui draine l'unité subbétique d'Albarracín a été portée sur ce diagramme pour comparaison avec les exutoires pénibétiques.

D'après J.L. Diaz Hernandez et J. Blasco, 1986 et nos analyses.

ressortent aux émergences d'Arroyomolinos et de Benamahoma.

- à l'W, la Sierra d'Albarracín s'agence en une série de plis serrés et d'écaïles dont le pendage général se dirige vers l'W. Cette sous-unité, contrairement à la précédente, est séparée de l'Unité del Pinar par le Trias argilo-gypseux. Ses exutoires s'ouvrent sur sa bordure occidentale (300-290 m) au contact du Trias. Leur débit

moyen annuel est de l'ordre de 3 hm³, ce qui est en accord avec l'extension de l'impluvium.

3.2. Les écoulements karstiques pénibétiques

Hormis dans le secteur accidenté de Fardela-Benaocaz, les *sierras* pénibétiques de la Serranía de Grazalema se caractérisent par de vastes impluviums karstiques et par conséquence par de puissantes émergences. Aucune d'entre-elles n'a un débit moyen inférieur à 100 l/s.

Le drainage karstique s'organise autour de deux niveaux de base majeurs :

- l'un sur la bordure occidentale : les émergences del Hondón et d'Ubrique. Les émergences d'Ubrique dépendent du niveau de base triasique et la source del Hondón se situe le long du contact anormal sur les flyschs du Corridor de Boyar ;

- le second, plus important, correspond au talweg du Guadiaro où sourdent quatre puissantes émergences : la Cueva del Gato, le manantial de Benaocaz (ou Ejio), les *manantiales* de Jimera de Líbar et le *manantial* de la Garganta de las Buitreras (ou Charco Moro).

La limite entre ces deux unités hydrogéologiques passe vraisemblablement le long du chevauchement de l'Unité de Líbar sur les assises crétacées de l'Unité d'Ubrique. Il est, cependant, plus délicat d'aborder les incidences de cet accident au nord de l'accident transverse de Villaluenga del Rosario du fait de la présence de la couverture numidienne qui masque le contact entre ces deux unités (existence ou non du Crétacé imperméable le long du contact?).

Deux domaines hydrogéologiques pénibétiques ont été ici distingués : la "Sierra de Líbar" et l'ensemble montagneux "Endrinal-Caillo-Peñon Grande".

3.2.1. L'Unité del Endrinal-Caillo-Peñon Grande

Ce vaste domaine montagneux d'une quarantaine de km² est limité au NW par le Corridor de Boyar (chevauchement frontal pénibétique), à l'E par une faille le mettant en contact avec les grès numidiens, au SE par le Trias, au S par la gouttière synclinale de Villaluenga del Rosario et à l'W par le matériel triasique (Figure III.31, III.38 et III.41).

D'un point de vue tectonique, cette unité se singularise par le chevauchement de deux unités karstifiables (Pénibétique et Unité del Peñon Grande) au contact desquelles ne subsistent que des lambeaux de Trias, de Crétacé et de flyschs tertiaires responsables de niveaux de base très localisés : *manantiales* del Arroyo del Pajarito, *fuentes* Santa et de Alla de Benaocaz, de Presillas. Étant donné le faible débit moyen de ces sources (2 à 5 l/s), il est manifeste que l'essentiel des circulations souterraines pénibétiques rejoignent l'Unité del Peñon

Grande sous-jacente. Dès lors, ce chevauchement, en doublant le potentiel hydro-karstique régional, joue un rôle hydrogéologique de premier plan. C'est d'ailleurs à la base de l'Unité del Peñon Grande que se situent les principaux exutoires : émergence del Hondón et les trois émergences d'Ubrique.

La source del Hondón qui émerge à 400 mètres d'altitude au contact des flyschs du Corridor de Boyar, possède un débit moyen annuel de $3,5 \text{ hm}^3$. Elle draine la bordure nord-occidentale de l'Unité del Peñon Grande (chaînon du Peñon Grande s.s., retombée nord-occidentale de l'anticlinal de Don Fernando et l'écaïlle du Salto de Cabrero). En fonction du pendage, le drainage s'effectue vers le NW où il bute sur le chevauchement frontal pénibétique. Cet accident majeur, relayé au SW par l'accident du Salto de Cabrero, aurait pour effet de guider les écoulements jusqu'à l'émergence del Hondón.

L'émergence de Benafeliz (360 m) est le plus septentrional des exutoires d'Ubrique. Située au niveau du niveau de base lithologique (Trias), son débit moyen annuel atteint les 4 hm^3 . Son bassin d'alimentation correspond à la retombée sud-orientale de l'anticlinal de Don Fernando, au secteur accidenté de Benaocaz et à la Sierra Alta, limités au SE par l'accident chevauchant pénibétique sur l'Unité del Peñon Grande.

L'unité nord-occidentale du Peñon Grande-Sierra Alta où affleurent amplement les calcaires jurassiques, apparaît drainée par les émergences del Hondón et de Benafeliz (Ubrique). Le bilan hydraulique de cette unité hydrogéologique met en valeur un déficit de l'ordre de $5 \text{ hm}^3/\text{an}$ entre les infiltrations ($12,5 \text{ hm}^3$) et le débit global ($7,5 \text{ hm}^3$). Bien que ce déficit soit vraisemblablement amplifié par la méthode de calcul des infiltrations (coefficient d'infiltration de Thornthwaite)⁽¹⁾, il exprime un transfert partiel des écoulements souterrains vers d'autres "systèmes" karstiques dont vraisemblablement ceux drainés par les émergences de Cornicabra (360 m) et du Saltadero (310 m) situés à Ubrique.

Les émergences de Cornicabra et du Saltadero dont le débit moyen annuel est de l'ordre de $7,5 \text{ hm}^3$, se situent le long du contact Pénibétique-Unité del Peñon Grande et non loin du contact de cette dernière avec le Trias. Elles drainent, sans ambiguïté, la gouttière synclinale de Villaluenga del Rosario qui collecte les écoulements souterrains issus de la Sierra del Caillo et de la retombée septentrionale de la Sierra d'Ubrique (Figure III.42). Le collecteur synclinal de Villaluenga del Rosario reçoit l'apport de l'Arroyo de Villaluenga. Ce petit cours d'eau temporaire qui draine un bassin-versant superficiel d'environ 2 km^2 composé de grès numidiens et de marno-calcaires crétacés, se perd sur le rebord calcaire de la dépression de Villaluenga del Rosario. Une coloration

effectuée dans les années 1970 par des spéléologues catalans au niveau de la perte de Villaluenga est ressortie à Ubrique (émergence de Cornicabra). N'ayant pu obtenir les données techniques de ce traçage, nous ne pouvons préciser ni le temps, ni les conditions de transfert de la coloration. L'exploration spéléologique de la Sima de Villaluenga et les sondages effectués par l'I.G.M.E. dans la Manga de Villaluenga (1980) nous permettent d'appréhender la structure de drainage de cette unité. La Sima de Villaluenga permet d'atteindre la zone noyée de cette gouttière synclinale vers 590 m d'altitude ; la différence de côtes entre cette zone noyée et l'émergence de Cornicabra est de 230 mètres pour une distance de 5500 mètres, soit un gradient piézométrique moyen de 4,2 %. Cette valeur, forte mais pas exceptionnelle pour un secteur tectonique accidenté (descente en "marches d'escalier"), est en accord avec les sondages piézométriques réalisés dans la Manga de Villaluenga.

L'organisation hydrogéologique de la Sierra del Endrinal est difficile à saisir étant donné l'absence d'exutoires sur son pourtour malgré de nombreuses conditions litho-structurales apparemment favorables (multiples contacts anormaux ou non avec des assises imperméables). Cette absence d'émergences à la périphérie de cette *sierra* qui possède une des meilleures aptitudes à la karstification et reçoit les maxima de précipitations de la *serranía* (2500 mm), suppose le transfert de ses circulations souterraines vers les unités carbonatées voisines. Ce transit peut s'effectuer vers "l'Unité del Peñon Grande-Sierra Alta" (émergence del Hondón) et/ou vers la gouttière synclinale de Villaluenga del Rosario (émergences d'Ubrique). Cependant, cet éventuel transfert vers ces unités hydrogéologiques ne peut être que très partiel au regard du bilan hydraulique de ces dernières (Tableau III.5). Si nous totalisons l'ensemble des infiltrations calculées selon l'indice de Thornthwaite corrigé (*) pour l'ensemble montagneux del "Endrinal-Caillo-Peñon Grande-Alta", on arrive à une valeur de $27 \text{ hm}^3/\text{an}$ alors que le total des débits annuels enregistrés aux émergences del Hondón et d'Ubrique n'excède pas 15 hm^3 . Il faut donc admettre l'existence de connexions avec d'autres "systèmes" karstiques tout au moins pour l'Unité del Endrinal.

3.2.2. La Sierra de Líbar

La Sierra de Líbar constitue la plus vaste unité karstique de la Serranía de Grazalema : plus de 88 km^2 d'affleurements carbonatés (Figure III.43). Rappelons que cette *sierra* correspond à un lourd anticlinal coiffé, de direction NE-SW, accidenté, d'une part, d'un sillon synclinal et de fossés d'effondrement longitudinaux où subsiste le Crétacé à l'origine de petits bassins endoreïques (24 km^2) et, d'autre part, de fractures

(1) On retrouve ce problème d'amplification des infiltrations par cette méthode de calcul sur l'ensemble de la *serranía*. Pour les quelques secteurs équipés en instruments de mesure, nous avons pu calculer un coefficient correcteur.

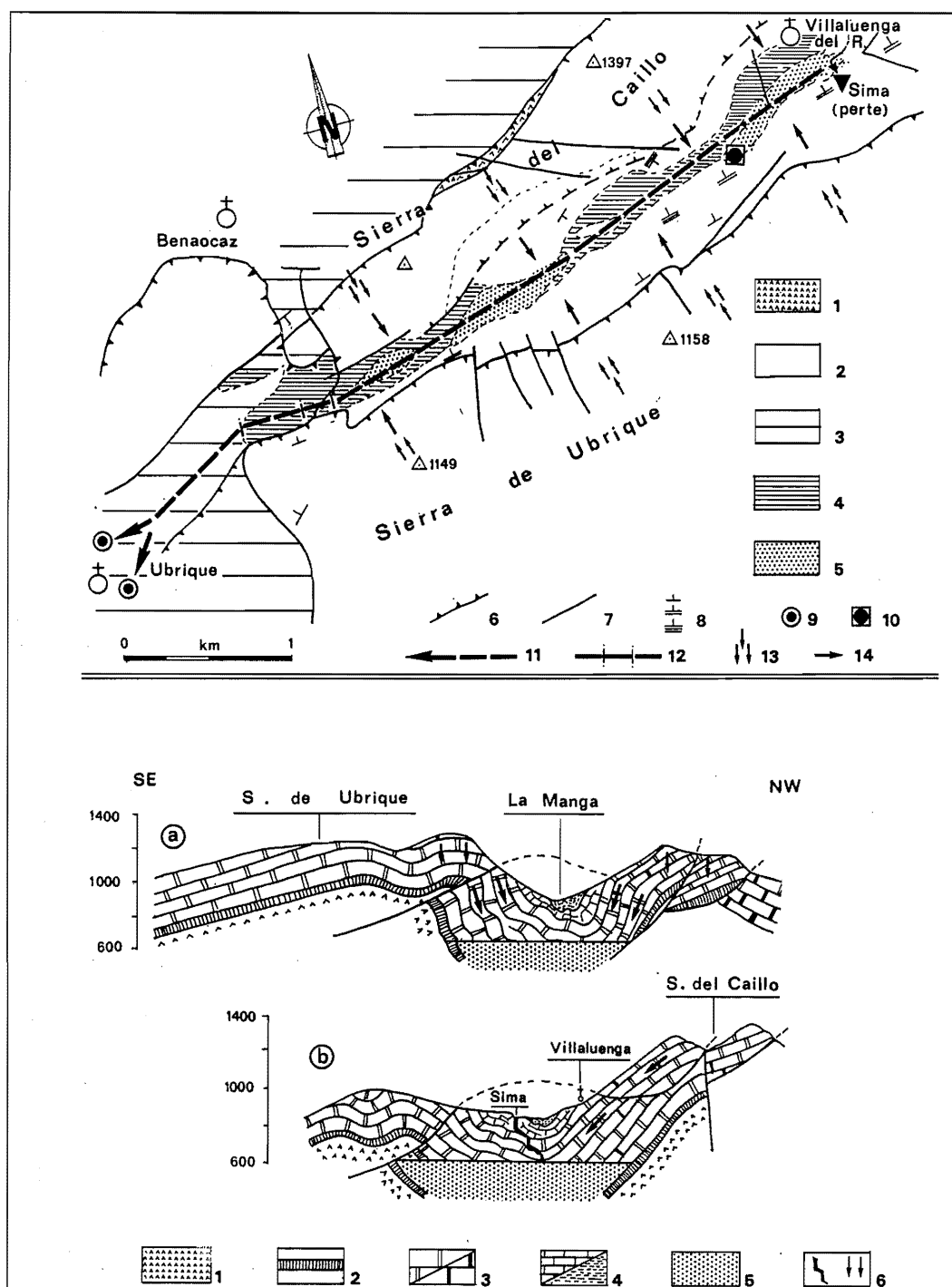


Figure III.42 - Organisation des écoulements en fonction du dispositif structural : Exemple de la gouttière de Villaluenga del Rosario

Carton géologique :

1 : Trias ; 2 : Calcaires jurassiques pénibétiques ; 3 : Calcaires jurassiques de l'Unité del Peñon Grande ; 4 : Marno-calcaires crétacés ; 5 : Poljés ; 6 : Chevauchement ; 7 : Fracture ; 8 : Pendage des couches : a : Inférieur à 30° ; b : compris entre 40 et 50° ; c : Sup. à 50° ; 9 : Emergence karstique ; 10 : Sondage piézométrique de l'I.G.M.E. ; 11 : Collecteur souterrain ; 12 : Descente en escalier (accidents transverses) du gradient piézométrique ; 13 : Infiltrations et hiérarchisation du drainage endokarstique (secteur anticlinal) ; 14 : Drains endokarstiques.

Coupes :

1 : Niveau de base lithologique triasique ; 2 : Dolomies rhéto-liasiques ; 3 : Calcaires jurassiques pénibétiques ; 3 b : Calcaires jurassiques du "Peñon Grande" ; 4 : Calcaires jurassiques sup. ; 4 b : Marno-calcaires crétacés ; 5 : Zone noyée ; 6 : 6a : Cavité souterraine ; 6b : Infiltration et drains endokarstiques.

Unité	Superficie km ²	Précipitation hm ³ /an	Infiltration hm ³ /an	Infiltration (*)	Débit hm ³ /an
Peñon Grande S. Alta	16,5	26	12	8	Hon : 3,5 Ubr. : 11,5
Endrinal S. Caïllo	15	29,2	23	19	-

Tableau III.5 - Les caractéristiques des bassins d'alimentation karstiques de l'Unité del Endrinal-Caillo-Peñon Grande

(*) : Infiltration Thornthwaite corrigé

transverses ayant pour effet de compartimenter cette unité hydrogéologique.

Cette unité est limitée au N et à l'W par le toit imperméable crétacé et au SW par le Trias. Contrairement au domaine hydrogéologique précédent, le niveau de base triasique ne semble pas jouer un rôle important dans l'organisation du drainage karstique de la Sierra de Lobar puisque l'essentiel de ses exutoires se situent au niveau du talweg de la vallée du Guadiaro. D'amont en aval, sourdent les émergences del Gato (440 m.), de Benaolán (440 m.), de Jimera de Lobar (400 m) et de las Buitreras (220 m). Les trois premières émergences se situent au contact des calcaires jurassiques et du toit crétacé fortement redressés sur cette retombée de la *sierra* ; l'émergence de las Buitreras s'ouvre sur le flanc méridional de la cluse jurassique de las Buitreras qui perce la couverture crétacée à plus de 5 km au S de la retombée sud-orientale de la *sierra*. Ces exutoires possèdent de puissants débits de l'ordre de 20 à 25 hm³/an (Tableau III.6).

Emergence	Altitude (m)	Débit (hm ³ /an)
Cueva del Gato	440	23,2
Manantial de Benaolán	440	28,1
Benaolán-Jimera de l.	430-440	5,2
Jimera de Lobar	400	4
Buitreras	220	25

Tableau III.6 - Les caractères des émergences de la Sierra de Lobar

Étroitement liés à l'organisation hydrogéologique de cette *sierra*, nous associons les bassins-versants superficiels des ríos Guadares et Alamos qui drainent les grès numidiens des Sierras Peralta, Cumbres et Alconorcales ; bassins-versants respectivement de 31,1 et 19 km² de superficie. Ces deux cours d'eau qui se perdent au contact des calcaires jurassiques sont à l'origine de phénomènes souterrains majeurs : la percée hydrogéologique Hunderido-Gato (170 m de dénivellée et 4,5 km de développement) et la Sima del Republicano (ou del Cabo de Ronda de 202 m de profondeur) (*infra* : Chapitre 3).

La Cueva del Gato est à la fois la résurgence du Guadares souterrain et l'exutoire d'un système karstique qui englobe l'extrémité septentrionale de la Sierra de Lobar (Hacho, Tavizna, Mures et Algarobo) ainsi que le fossé d'effondrement situé à l'ouest de Montejaque. Le réseau spéléologique Hunderido-Gato est directement dépendant de la perte du Guadares alors que "l'Afluent du km 3,8" qui conflue en rive droite du porche du Gato, constitue l'émergence du drainage karstique s.s. Cette double alimentation est un des éléments du comportement hydrogéologique particulier de cette émergence qui se caractérise à la fois par de puissantes crues aux temps de réponse très courts par rapport aux précipitations (Guadares souterrain), et par un fonctionnement peu transmissif possédant une importante mémoire vis-à-vis des précipitations. Ce double comportement est abordé de manière détaillée dans l'étude du "complexe souterrain de l'Hunderido-Gato" (*infra* : Chapitre 3). Ce qui est important à retenir, ici, est l'existence d'une importante zone saturée, au moins aux abords de la gouttière synclinal du Guadiaro (synclinal noyé).

L'émergence de Benaolán collecte les eaux d'infiltration des Sierras de Juan Diego et de Montalate ainsi que de leurs bassins d'effondrement. Ce bassin d'alimentation, hypothétique en l'absence de colorations possibles, est vraisemblablement limité au S par l'accident transverse du Pozuelo. Lors des traçages au sel effectués à partir du Pantano de Montejaque (*Informes de la Sevillana de Electricidad inédits et 1968 ; infra* : Chapitre 3), l'émergence de Benaolán a toujours donné un résultat négatif, excluant ainsi toute communication directe avec la perte du Guadares. Par contre, la proximité des exutoires du Gato et de Benaolán, leur altitude identique et le comportement similaire de l'émergence de Benaolán et de "l'Afluent du km 3,8" du Gato, suggère l'existence d'une zone noyée commune à ces deux exutoires correspondent au synclinal du Guadiaro. Il en est, peut-être, de même pour les exutoires qui se distribuent sur la rive droite du Guadiaro entre Benaolán et Jimera de Lobar. Ceux-ci drainent la retombée sud-orientale de Sierra del Palo et les nombreux demi-horsts jurassiques qui accidentent cette retombée.

Emergence	B.V. Imp. km ²	B.A. Karst km ²	B.A. Total km ²	Débit hm ³ /an
Cueva del Gato	31,1 (Guadares)	9	40,1	23,5
M. Benaolan		35	35	28,1
Ben-Jimera		11,4	11,4	9,2
Buitreras	19 (Alamos)	33	52	25
Total S. Lfbar	50,1	88,4	138,5	85,8

Tableau III.7 - Les émergences de la Sierra de Lfbar et leur bassin d'alimentation

L'émergence de las Buitreras draine un ample bassin d'alimentation qui englobe l'extrémité méridionale de la Sierra de Lfbar (Sierras de Palo, Blanquilla, de los Pinos et le fossé de Lfbar ainsi que ses rebords) ainsi que sa bordure occidentale sur laquelle est greffé le bassin-versant del Arroyo Alamos (Sima del Republicano).

Le tableau synoptique (Tableau III.7) des émergences de Lfbar met en valeur un débit d'ensemble pour la Sierra de Lfbar de l'ordre de 85,8 hm³/an. Ce débit paraît surcôté par rapport à la superficie totale de son impluvium (138,5 km²) recevant en moyenne 1800 à 2000 mm. de précipitations annuelles. L'apport d'écoulements souterrains extérieurs à l'Unité de Lfbar peut être à l'origine de ce "sur-débit". Cet apport pourrait avoir deux origines :

- le drainage karstique des *sierras* pénibétiques del "Medio Culo" et del "Alto Conio" qui bordent la rive gauche du Guadiaro (Figure III.43). Les éventuels écoulements souterrains qui s'organisent, en fonction du pendage, vers la gouttière synclinale du Guadiaro, ne peuvent trouver d'exutoires sur ce versant tamponné par le toit imperméable crétacé. Ils rejoignent, vraisemblablement, par l'intermédiaire de la zone noyée située au niveau du talweg du Guadiaro (fond du synclinal noyé),

les exurgences situées en rive droite du *río*, notamment celles situées entre Benaolan et Jimera de Lfbar ;

- le second apport envisageable pourrait provenir de "l'Unité del Endrinal". Rappelons, ici, l'absence d'exutoires à la périphérie de cette *sierra* et un possible transfert partiel vers les émergences del Hondón et d'Ubrique. La présence de la "couverture" numidienne entre l'Unité del Endrinal et l'extrémité septentrionale de la Sierra de Lfbar ne permet pas de définir l'agencement structural sous-jacent, et plus précisément la présence ou non d'accidents susceptibles de barrer un éventuel drainage souterrain entre la Sierra del Endrinal et les exutoires-amont du Guadiaro. Dans ce contexte, et en l'absence de sondages et de colorations, on ne peut que suggérer cette hypothétique circulation.

En fonction de ces hypothèses qui restent à vérifier par expérimentation de traçages et par des suivis hydrochimiques, la réévaluation des bassins d'alimentation permet de passer à des valeurs de 45 km² pour l'émergence de Benaolan et de 15 km² pour le système de Jimera de Lfbar (griffons Benaolan-Jimera et émergence de Jimera de Lfbar). Ces données seraient alors en relatif accord avec celles des unités hydrogéologiques voisines (Ubrique, Gato, Buitreras...).

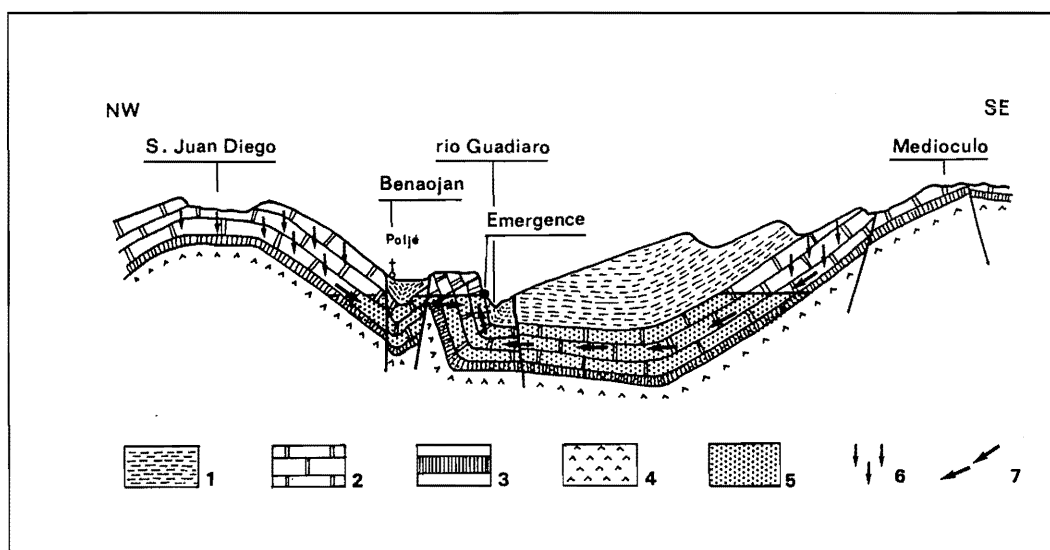


Figure III.43 - Représentation schématique de la zone noyée synclinale du Guadiaro et des circulations souterraines connexes

1 : Marno-calcaires crétacés ; 2 : Calcaires jurassiques ; 3 : Dolomies rhéto-liasiques ; 4 : Trias ; 5 : Zone noyée ; 6 : Infiltrations endokarstiques ; 7 : Drainage souterrain.

Unité hydrogéologique	Superficie totale km ²	Superficie perméabilité élevée	Superficie perméabilité moyenne	Superficie bassin endoréique	Précipitation Hm ³ /an	Pluie utile Hm ³ /an	Débit Hm ³ /an (*)	Débit km ² /an
Sierras Subbétiques et del Pinar	99	66	33	-	123	51	30,3	0,3
Unité Peñon Grande-Caillo Endrinal	33,5	31,5	-	2	56	37	15	0,45
Sierra Libar + apports extérieurs	138,5	88,5	-	50	190	112	85,5	0,62
Serranía de Grazalema (régions karstiques)	271	186	33	52	369	200	130,8	

(*) Ne sont ici pris en compte que les exutoires ayant un débit moyen supérieur à 50 l/s.

Tableau III.8 - Les comportements hydrogéologiques de la Serranía de Grazalema

3.3. Les comportements hydrogéologiques différenciés de la Serranía de Grazalema

L'étude hydrogéologique de la Serranía de Grazalema dont les caractères géométriques et quantitatifs sont résumés dans le Tableau III.8, révèle le comportement différencié des domaines pénibétique et subbétique *s.l.* (*sierras* subbétiques et del Pinar). Ce dernier domaine possède un débit moyen annuel (exprimé en hm³) par km² de 0,3. Cette faible valeur par rapport au 0,535 du domaine pénibétique exprime la dispersion du drainage karstique sous forme d'une multitude de sources de faible débit (non prise en compte dans ce tableau) due aux nombreux niveaux de base lithologiques d'origine stratigraphique (perméabilité différenciée entre les calcaires et les dolomies et fréquence de niveaux marneux), ou tectonique (nombreux accidents et chevauchements régionaux et locaux). Le Pénibétique se caractérise, par contre, d'un point de vue quantitatif par un important drainage endokarstique (0,535 Hm³/km²/an). Les "systèmes" karstiques pénibétiques correspondent à de vastes bassins d'alimentation comme en témoignent le puissant débit moyen (20 à 25 Hm³/an) de leurs exutoires. Ces caractères sont dus à l'excellente perméabilité en grand des calcaires jurassiques pénibétiques et au dispositif structural favorable à une hiérarchisation des écoulements endokarstiques. Par ailleurs, la présence de terrains imperméables (grès numidiens et marnes crétacées), au cœur des *sierras* pénibétiques, a eu pour double effet de concentrer le drainage de surface (río Guadares, *arroyos* Alamos, de Villaluenga, de Libar) vers l'endokarst, et de favoriser le développement d'axes souterrains majeurs (Hundidero-Gato ; simas de Villaluenga, del Republicano, de Libar) (Figure III.44).

On retrouve cette différence de comportement vis-à-vis des phénomènes karstiques. Dans les *sierras* subbétiques *s.l.* de la Serranía de Grazalema, les paysages karstiques sont fréquemment occultés par d'autres processus morphologiques, alors que dans les *sierras*

pénibétiques les actions et morphologies karstiques sont omniprésentes dans le paysage.

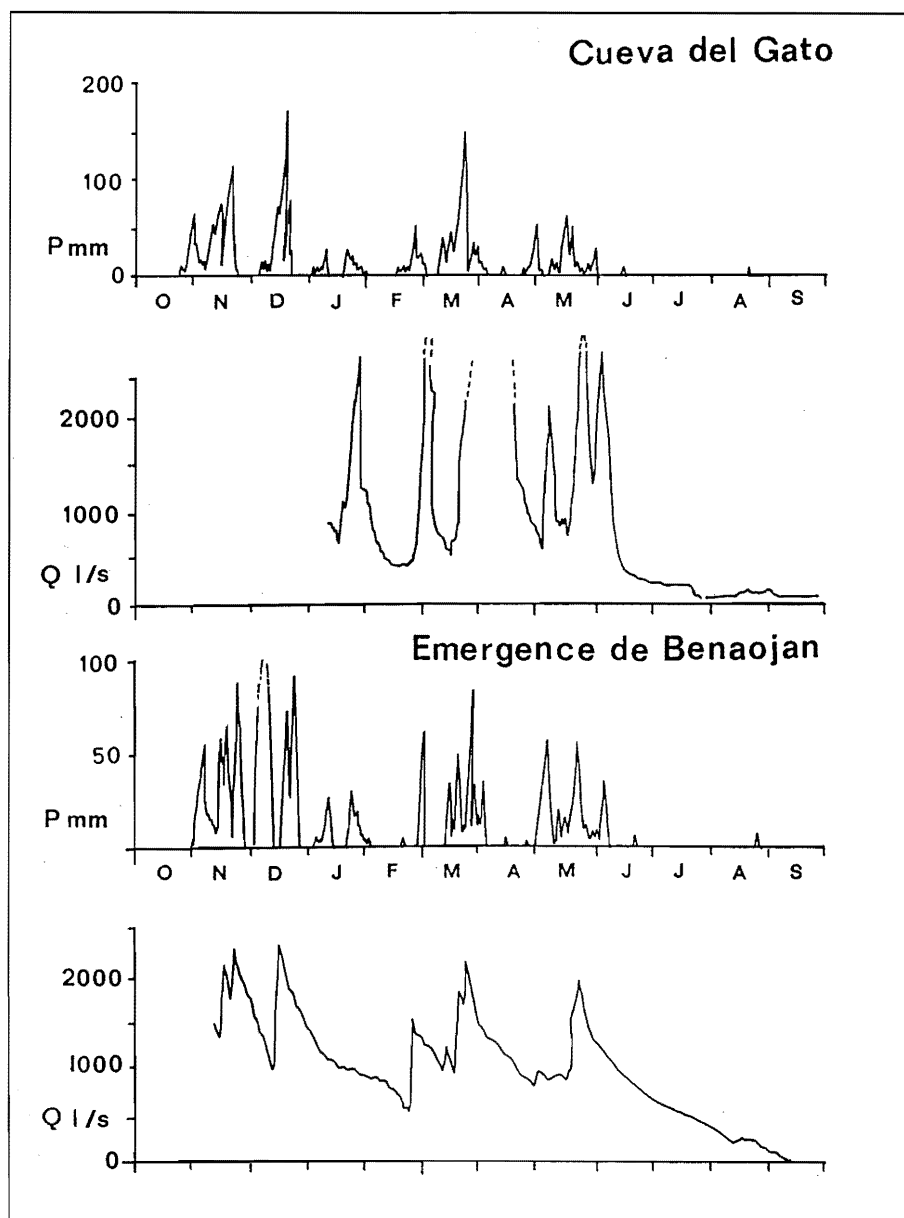


Figure III.44 - Relation précipitation-débit pour les émergences del Gato et de Benaolan.

D'après A. Battle Gargallo et *al.*, 1986.

CHAPITRE II

LES GRANDS TRAITS DU MODÈLE DE SURFACE DE LA SERRANÍA DE GRAZALEMA

Un des principaux traits du paysage de la Serranía de Grazalema est le caractère minéral des hautes *sierras* pénibétiques. Si cet aspect est essentiellement lié à la disparition du couvert végétal provoquée par les activités humaines, il est fortement accentué par la morphologie karstique.

L'étude des surfaces karstiques d'altitude permet de mettre en valeur la puissante dynamique karstique actuelle et de faire la part du modèle hérité des épisodes froids pléistocènes.

L'examen des nombreuses formes périglaciaires et des rares formations superficielles nous a amené à appréhender le contexte climatique des derniers épisodes froids pléistocènes. La prédominance du modèle nivo-karstique, malgré une altitude relativement modeste des hautes *sierras* de Grazalema (1400-1600 m), incite à proposer une ambiance froide et humide (*supra* : Première Partie). Ce contexte climatique serait à l'origine de l'évolution morphologique originale de la Serranía de Grazalema qui se démarque nettement de la morphogénèse pléistocène des *sierras* bétiques centrales et orientales où abondent les dépôts de pente périglaciaires.

Un des autres traits caractéristiques de la *serranía* est l'aspect chaotique de ses versants accidentés par de nombreux éboulements et écroulements dont une des causes est rapportée à l'activité sismique actuelle des Cordillères Bétiques.

1. LES SURFACES KARSTIQUES DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA

Comme les nombreux voyageurs qui traversèrent les montagnes de Grazalema et de Ronda (Idrisi, P. Mérimée) et les premiers naturalistes qui vinrent travailler sur ces *sierras* (E. Boissier, A. Darbey, J. Carandell), nous avons été tout de suite surpris par le caractère minéral de ces *sierras*. Cet aspect est particulièrement frappant sur les hauts reliefs pénibétiques dont la blancheur des calcaires contraste avec les chênaies couvrant les bas versants et les collines environnantes, avec le dense *matorral* des reliefs subbétiques, ou avec la vaste *pinsapar*⁽¹⁾ de la Sierra del Pinar. Bien que l'aspect minéral des *sierras* de Grazalema résulte essentiellement

de la disparition du couvert bio-pédologique provoquée par les activités humaines, il est, ici, accentué par le caractère particulièrement développé du modèle karstique. L'étude de ce modèle est instructive dans le sens où elle permet de distinguer les processus actuels et les formes héritées des épisodes froids pléistocènes. C'est afin de mesurer l'impact des pèjorations pléistocènes que nous avons travaillé sur les surfaces karstiques de la Serranía de Grazalema.

Dans l'ensemble, les surfaces karstiques se disposent en de vastes tables sub-structurales entaillées par de profonds lapiés exploitant l'importante fracturation des calcaires jurassiques. Les revers de ces tables sont fréquemment sculptés par des micro-formes aiguës et incisés par des cannelures qui ont tendance à s'approfondir au fur et à mesure que la pente s'accroît. Le développement de ces lapiés de "second ordre" est parfois tel, notamment au niveau des ruptures de pente, que la surface calcaire se réduit à des crêtes très effilées dont certaines atteignent le demi-mètre de hauteur. La base de ces micro-reliefs aiguës est souvent affectée par de petites cupules étagées selon la plus forte pente (lapiés à fossettes).

Dès lors que les tables possèdent une forte déclivité, de véritables couloirs karstiques défoncent les banquettes ou les chevrons structuraux : cela est particulièrement remarquable sur la retombée occidentale de la Sierra de Lbar, dans la Sierra de Juan Diego et sur les flancs de la Sierra del Endrinal (Carte morphologique H.T.). Ces couloirs peuvent atteindre une vingtaine de mètres de profondeur pour quelques décimètres à plusieurs mètres de largeur. Ces couloirs se raccordent souvent vers l'aval à de profondes dépressions rocheuses au développement généralement orthogonal vis à vis du pendage général (Figure III.45).

Ce modèle karstique correspond surtout aux hautes tables agencées dans le Jurassique inférieur et moyen. A moindre altitude (1250-1100 m), elles présentent un aspect généralement plus démantelé.

Dans les calcaires lités du Jurassique supérieur, le modèle karstique est en général plus chaotique. Les couloirs karstiques ont, ici, pour effet d'isoler de hauts "pinacles" qui présentent une morphologie en "pile d'assiettes" (Figure III.45). Ce paysage insolite, sans atteindre l'ampleur du Torcal de Antequera (M. Pezzi, 1975, 1977), est particulièrement bien représenté sur la retombée occidentale de la Sierra de Lbar et dans la Sierra de Juan Diego. Cette morphologie originale doit essentiellement sa genèse au travail différentiel de la gélifraction qui a exploité les niveaux marneux ou bréchoïdes. Lorsque le pendage s'accroît (>30°), de nombreux glissements se développent à partir des bancs

(1) Forêt de *Abies pinsapo* Bois.

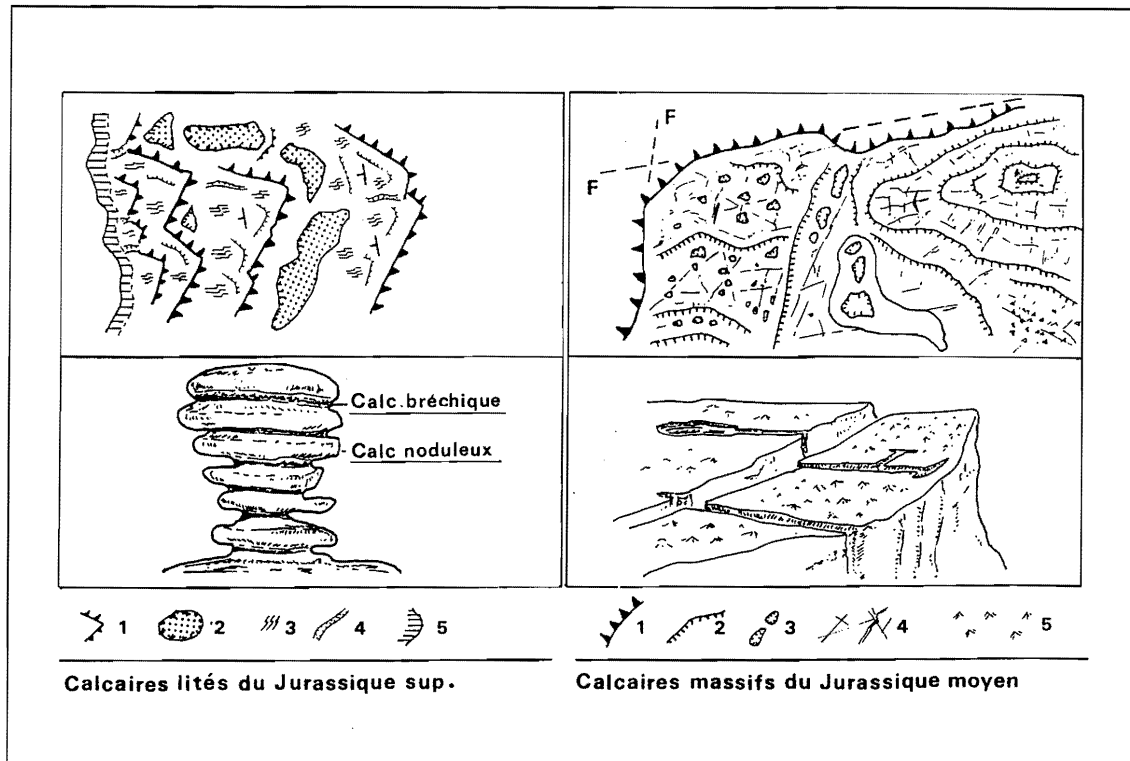


Figure III.45 - Les modelés de dissolution superficielle et leur contexte lithologique.

A : 1 : Front de banquette karstique ; 2 : Doline ; 3 : Lapiés à pinacles ; 4 : Couloir karstique.

B : 1 : Escarpement ; 2 : Escarpement mineur ; 3 : Dolines ; 4 : Lapiés de diaclase.

marneux. Ces glissements accentuent le caractère chaotique de ces tables karstiques (méga-lapiés ruiniformes de la carte géomorphologique H.T.).

Enfin, dans les assises dolomitiques subbétiques et de l'Unité del Pinar, les lapiés sont peu présents dans le paysage et restent généralement de médiocre amplitude. Seul en altitude, les surfaces dolomitiques présentent de petits chicots caverneux, d'amples kamenitzas et de larges cannelures mais généralement peu profondes. A moindre altitude (1200-1000 m), les formes de dissolution superficielles se réduisent à des perforations tubulaires sans organisation apparente (lapiés dolomitiques *s.s.*) et sont généralement enfouies sous une couverture détritico-sableuse fixée par le *matorral*. C'est en fait surtout au niveau des escarpements qu'on observe des morphologies karstiques développées, notamment les clochetons ruiniformes (J. Nicod, 1967).

Ce rapide inventaire souligne la suprématie du modelé karstique pénibétique. Cette suprématie est notamment due à la conservation d'anciennes morphologies karstiques sur lesquelles se sont superposées les formes actuelles.

Les micromorphologies karstiques, tels les lapiés aiguisés, les étroites rigoles, les lapiés à fossettes et les chicots dolomitiques, sont l'expression du travail de la corrosion sous les conditions climatiques actuelles. Sur

les surfaces déclives, prédominent les rigoles de dissolution provoquées par le ruissellement des eaux pluviales. Le caractère particulièrement développé de ces formes de dissolution (à l'air libre) est l'expression directe des conditions climatiques qui règnent sur cette *serranía*. Celle-ci se caractérise, en effet, par d'abondantes précipitations (de l'ordre de 2500 mm/an sur les sommets). Il faut leur adjoindre de fréquents brouillards et rosées occasionnés par les vents humides atlantiques ; ces apports occultes, en humectant fréquemment le substrat, contribuent de manière non négligeable à la dissolution des calcaires. Le manteau nival qui ne subsiste que quelques semaines du fait de la relative indigence actuelle des précipitations neigeuses, joue un rôle secondaire dans l'évolution des surfaces lapiées. Par contre, la neige soufflée par les vents contribue à l'élargissement, au moins basal, des dépressions et couloirs karstiques dans lesquels elle s'est accumulée et peut subsister plusieurs mois. Généralement en deçà de 800-900 m d'altitude, les formes de dissolution correspondent à des crypto-lapiés qui se sont agencés sous une ancienne couverture biopédologique voire crétacée. Leur affleurement actuel est l'expression d'une érosion superficielle. L'aspect plus ou moins développé des microformes aiguisées (agencement à l'air libre) qui peuvent s'y développer, permet d'aborder le caractère plus ou moins ancien de cette érosion superficielle.

L'ensemble de ces formes de dissolution omniprésentes sur les hautes *sierras* reste, cependant, de "second ordre" par rapport au modelé global des surfaces karstiques. Le dégagement de vastes tables structurales, leur incision par de profonds et larges couloirs karstiques et leur dégradation par le gel (pinacles en "pile d'assiettes") sont quelques uns des témoins d'un façonnement morpho-karstique hérité, vraisemblablement, des derniers épisodes froids pléistocènes dont il reste à définir les modalités d'actions morphologiques.

2. LES EMPREINTES MORPHO-CLIMATIQUES DES ÉPISODES FROIDS PLÉISTOCÈNES

C'est sans nul doute sur les sommets de la Sierra del Endrinal qu'il est possible, malgré la multiplicité des formes karstiques, d'aborder le rôle et le contexte climatique des derniers épisodes froids pléistocènes.

2.1. Le modelé nivo-karstique de la Sierra del Endrinal

La Sierra pénibétique del Endrinal s'apparente à un puissant dôme calcaire culminant à 1539 m. D'un point de vue structural, la Sierra del Endrinal correspond à un vaste brachy-anticlinal dont l'axe principal de direction subméridienne passe entre les sommets du Simancón et du Reloj. Cet ensemble structural est limité de toutes parts par des accidents cassants ou chevauchants notamment celui le superposant à l'Unité du Peñon Grande (*supra* : Chapitre 1).

2.1.1. Les grands traits morphologiques de la Sierra del Endrinal

La charnière anticlinale du Simancón-Reloj, affectée par de nombreuses fractures de distension, est entaillée par trois larges vallons en U, de 100 à 200 mètres de large qui rejoignent 500 mètres en contrebas le demi-graben de las Presillas-Llano del Endrinal (Figure III.46 et Carte morphologique H.T.). A l'amont de ces vallons tournés vers le N, se développent de profonds "cirques" entaillant les calcaires jurassiques. Les rebords et le fond de ces "cirques" s'apparentent à des "surfaces lisses" où le dispositif structural est gommé. Seuls quelques dépressions rocheuses et gouffres accidentent ces surfaces (Figure III.47). Celles-ci passent en contrebas à un karst à banquettes étagées et inclinées conformément au pendage. Au pied des fronts de banquette, se développent de profondes dolines rocheuses orthogonales. Au fond de celles-ci, s'ouvrent fréquemment des cavités soit dépendantes de la stratification, soit verticales ; ces cavités sont généralement obstruées par des blocs provenant de l'écroulement du front de banquettes soumis à des phénomènes de détente mécanique. On retrouve, parfois, sur le revers des banquettes et aux abords des

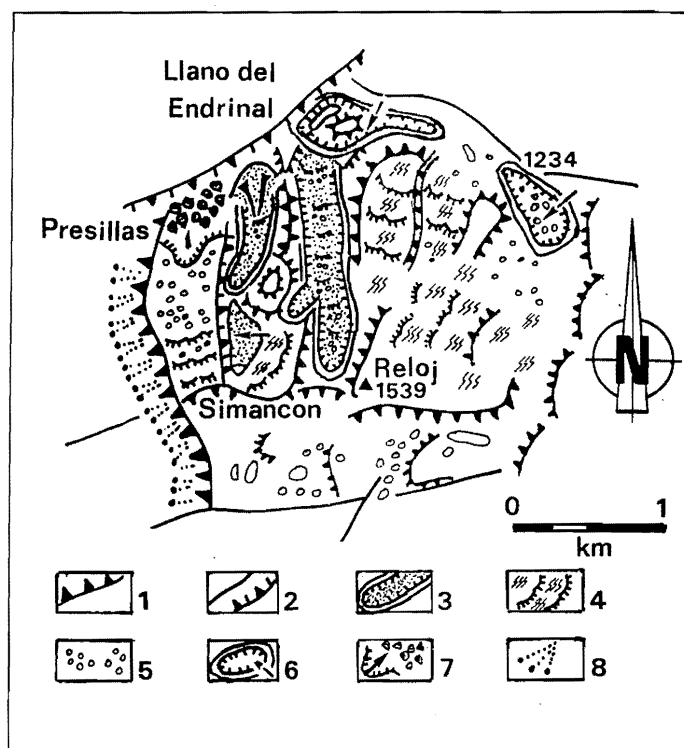


Figure III.46 - Le modelé nivo-karstique de la Sierra del Endrinal

- 1 : Escarpement majeur ;
- 2 : Escarpement lié à une faille ;
- 3 : Vallon nivo-karstique ;
- 4 : Revers lapiazés des banquettes nivo-karstique ;
- 5 : Dolines rocheuses ;
- 6 : Écroulement ;
- 8 : Éboulis.

fronts qui n'ont pas été affectés par ces phénomènes de détente mécanique-écroulement, des "surfaces lisses" tronquant légèrement les têtes de banc calcaire. Plus généralement, ces revers sub-structuraux sont sillonnés par des lapiés à rigoles et de diaclases et défoncés par de nombreux gouffres rarement profonds (5 à 20 mètres).

En dehors de ces vallons en U, le karst à banquettes se développe également sur les flancs du Reloj et du Simancón et sur le plateau sommital (1400 m) situé à l'W du Simancón. Sur les flancs du relief sommital, le karst à banquettes est recoupé par de profonds couloirs méandriformes qui rejoignent les dépressions périphériques. Sur le plateau sommital, les revers des banquettes sont souvent façonnés en "surfaces lisses" qui ont été ultérieurement ciselées par des microformes aiguës et à cupules. De nombreuses *simas* s'ouvrent, à la fois, au pied des banquettes structurales et sur leurs revers. Aux abords des rebords structuraux septentrional et occidental de ce plateau, d'amples dolines rocheuses, agencées sur des fissures de détente, défoncent le dispositif initial à banquettes structurales étagées.

Une autre donnée caractéristique de la Sierra del

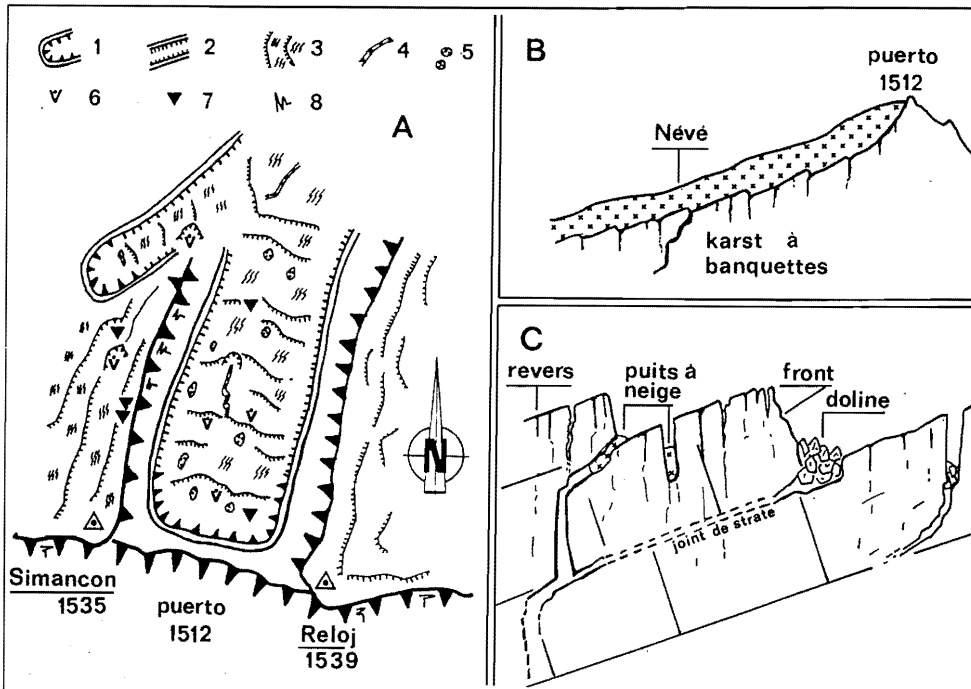


Figure III.47 - Détail du modelé nivo-karstique de la Sierra del Endrinal

- 1 : Niche de nivation ;
- 2 : Vallon nival ;
- 3 : Karst à banquettes structurales ;
- 4 : Incision nivo-karstique ;
- 5 : Dolines rocheuses ;
- 6 : Puits à neige ;
- 7 : Gouffre ;
- 9 : Fissures de détente.

Endrinal est l'importance des cavités verticales qui s'y développent : 75 gouffres ont été, au cours de ces dernières années, répertoriés, explorés et topographiés (J.J. Delannoy et Karsto Loco, 1982-1989 ; G.S.M., 1985, 1986). 80 % de ces cavités sont de type monopuits dont la profondeur est comprise entre 8 et 40 mètres.

Deux types de cavités monopuits se distinguent :

-soit, elles correspondent à des diaclases élargies par la dissolution et qui ont tendance à se pincer en profondeur (fractures de distension liées à la structure brachy-anticlinale) ;

-soit, elles se profilent en des puits tubulaires généralement peu profonds (10 à 20 mètres) et colmatés par des débris clastiques grossiers. Le fond de ces puits est fréquemment occupé, en hiver, par une accumulation nivale.

Les gouffres les plus profonds de la Sierra del Endrinal sont de type polypuits, tels le KL 6 (-113 m), le KL 42 (-110 m), le KL 52 (-60 m), le GL 3 (-60m) et la Sima GIEX (-55 m). Ces gouffres, très dépendants de la fracturation, présentent des puits aux parois extrêmement corrodées. On observe fréquemment d'anciennes coulées stalagmitiques brunâtres qui ont été corrodées et qui se profilent actuellement en des lames aiguës décollées de la paroi calcaire. La succession des puits est généralement immédiate et verticale. C'est, d'ailleurs, souvent au niveau du début de la structuration du ruissellement souterrain en réseau méandrique que le gouffre devient non pénétrable du fait de l'exiguïté des conduits.

L'ensemble des cavités de la Sierra del Endrinal, tant de type monopuits que de type polypuits, correspond à des fractures ayant été élargies par le seul travail de la corrosion. Du fait d'une tendance générale de la

fissuration à se pincer plus ou moins rapidement en profondeur, ce n'est que dans les cavités les plus profondes possédant un potentiel hydraulique plus ou moins important que le ruissellement souterrain a pu creuser des réseaux méandriques (certes, impénétrables) permettant de franchir le "verrou structural" que constitue la zone de pincement tectonique. C'est vraisemblablement au niveau et au-delà de ce "verrou" que débute la hiérarchisation des conduits souterrains et la concentration des ruissellements souterrains vers des "pré-collecteurs" verticaux qui se raccordent en profondeur à la zone saturée du système karstique. En fonction de ce schéma structural, les cavités verticales actuellement connues et explorées de la Sierra del Endrinal correspondent à la partie supérieure du karst et témoignent d'une vigoureuse corrosion karstique des seules eaux d'infiltration.

Seule la Sima de Callao (GIEX, 1986) qui s'ouvre dans la Sierra del Caïllo, comporte une ancienne structure de ruissellement souterrain qui a été recoupée par des puits verticaux. Suite à son abandon et recouplement, cet ancien conduit a été affecté par des processus mécaniques (salle d'effondrement) et chimiques (concrétionnement) qui sont à l'origine du colmatage de ses deux extrémités. Ce paléo-conduit est le témoin d'une phase de karstification antérieure à la verticalisation du karst qu'expriment les puits de cette cavité.

Des datations isotopiques U/Th ont été réalisées sur les concrétions de la Sima de Callao et sur les coulées corrodées des *simas* d'Endrinal. Les concrétions contenues dans le paléo-conduit de Callao sont plus vieilles que 350 000 B.P. (limite de la méthode). Les coulées des *simas* del Endrinal sont soit comprises entre 100 000 et 80 000 B.P., soit situées autour de 38 000 B.P., c'est-à-dire des formations fini-émiennes-début du

Würm et "intra-würmiennes". Ces repères chronologiques soulignent, si besoin est, le caractère hérité des *simas* del Endrinal.

2.1.2. Le modelé nivo-karstique de la Sierra del Endrinal et ses enseignements paléo-climatiques

L'étude morphologique de la Sierra del Endrinal a permis de mettre en valeur le caractère hérité de nombreuses formes exo- et endokarstiques. Ces formes suggèrent un modelé nivo-karstique contemporain des derniers épisodes froids pléistocènes.

Les têtes de vallons en U tournés vers le nord correspondent vraisemblablement à d'anciens cirques de nivation. Ceux-ci passaient en contrebas à des vallons nivo-karstiques (vallons en U) alors que les niches de nivation de dimensions plus réduites se raccordaient à des couloirs méandriformes par lesquels s'écoulaient une partie des eaux de fusion nivale. Le fond des vallons en U tout comme les flancs structuraux des reliefs sommitaux sont façonnés par un karst à banquettes étagées, caractéristique des karsts d'altitude nivo-glaciaires.

Sur les rebords des niches de nivation, les flancs des vallons en U, dans les cuvettes du plateau sommital et parfois au niveau des fronts de banquette, nous avons observé des "surfaces lisses" qui occultent complètement le dispositif structural des calcaires pénibétiques. Si le caractère lisse de ces surfaces est actuellement dû à une calcitisation superficielle obturant les interstices et la microfissuration des calcaires, les têtes de banc calcaire apparaissent fréquemment tronqués. Dans le contexte étudié, ce recoupement rappelle le façonnement des karst d'altitude agencés sous une couverture nivo-glaciaire (R. Maire, 1990). Mais ici, l'absence de voile morainique permet d'écarter toute présence d'édifices glaciaires mobiles qui auraient raclé les flancs sommitaux de la *sierra*. De plus, en fonction du contexte climatique pléistocène défini dans la Première Partie (*supra*), il serait peu concevable d'abaisser la limite des neiges permanentes à 1350-1400 mètres d'altitude. Par contre, en fonction de ce contexte pléistocène et au regard des précipitations qui s'abattent actuellement sur la *serranía* (2000 à 2500 mm), d'importantes quantités de neige ont dû couvrir les hauts sommets. L'accumulation de ce manteau nival dans les sites d'abri et d'ubac (niches de nivation, cuvettes karstiques ou tectoniques) aurait favorisé le maintien de puissants névés. Ce serait au niveau de l'interface névé-substrat calcaire (humectation du substrat calcaire par le couvert nival), que la corrosion aurait façonné les "surfaces lisses" initiales recoupant indifféremment la stratification des assises jurassiques. Dans cette perspective, les "surfaces lisses" correspondraient à des formes nivo-karstiques *s.s.*

L'accumulation plus ponctuelle de la neige a

vraisemblablement favorisé le fonctionnement en névières des dépressions et cavités. C'est tout au moins à cette dynamique que nous rattachons la formation des cavités qui perforent le karst à banquettes. Les cavités obliques, dépendantes de la stratification, seraient issues de l'accumulation nivale dans les dépressions orthogonales. Les monopuits ovoïdes de la partie sommitale correspondraient, pour leur part, à d'anciennes névières verticales s'étant agencées au niveau de la fracturation de distension. L'accumulation nivale dans ces fractures et son maintien une bonne partie de l'année, a provoqué puis entretenu, par simple autocatalyse, le développement de ces monopuits aussi bien en largeur qu'en profondeur. Il en est vraisemblablement de même pour les profonds couloirs alignés sur les principales fractures. Ceux-ci se raccordent généralement vers l'aval aux dépressions orthoclinales voire à des *simas* d'absorption méandriforme (KL 36).

Ce façonnement nivo-karstique de la Sierra del Endrinal est vraisemblablement l'expression de divers épisodes froids pléistocènes comme le suggère, par exemple, le recoupement à l'emporte-pièce d'anciennes "pertes nivales" méandriformes (tel le KL 36) par le revers des banquettes. Ceci dit, il faut admettre, du fait de l'unicité du modelé karstique, qu'il est difficile de déterminer la part respective des différents épisodes froids ayant affecté la *serranía*. Les datations des coulées stalagmitiques des *simas* del Endrinal permettent, cependant, de définir un creusement, en grande partie, anté-éémien de ces cavités verticales et une active dissolution "würmienne" des eaux d'infiltration qui ont corrodé et isolé en lames les coulées éémiennes. D'autre part, il semblerait que la dernière péjoration climatique ait été moins vigoureuse que les précédents. Cela est notamment manifeste, vers 1250-1100 m d'altitude, où le façonnement nivo-karstique d'ensemble (karst à banquettes étagées) a été retouché, d'une part, par de profondes et larges cannelures de ruissellement (fusion nivale et eaux pluviales) et, d'autre part, par un démantèlement des fronts par le gel qui a pu être assisté par les phénomènes de détente mécanique. Or, si on se réfère à la chronologie des épisodes froids pléistocènes, la dernière perjoration pléistocène aurait été une des plus prononcées. Dans ce cas, le démantèlement périglaciaire des surfaces nivo-karstiques de moyenne altitude (1200-1100m) serait postérieur à cette péjoration pléistocène, et serait donc contemporaine du Tardiglaciaire. Cet épisode a été relativement bien marqué si on se réfère aux morphologies glaciaires qui lui sont rapportées dans la Sierra Nevada (R. Lhénaff, 1977). Durant cet épisode, il semble que le façonnement nivo-karstique ait perduré sur les reliefs sommitaux de la *serranía*. En effet, sur ces sommets, la morphologie nivo-karstique apparaît très peu dégradée et n'est affectée que par des formes mineures de dissolution et par un démantèlement clastique dans les secteurs intensément diaclasés (gélifraction et phénomènes de détente mécanique).

La reconnaissance de diverses morphologies nivo-karstiques sur la Sierra del Endrinal permet de faire descendre la limite inférieure du façonnement nival jusqu'à 1200 mètres pour les épisodes pléistocènes les plus froids tel le dernier épisode "würmien" et jusqu'à 1350 -1400 mètres pour le Tardiglaciaire. Hormis pour le "Würm récent" et le Tardiglaciaire, il est fort difficile à partir de la seule étude morphologique de définir la part des différents épisodes froids du Pléistocène supérieur et à plus forte raison du Pléistocène moyen.

Du fait de la massivité des calcaires jurassiques et de leur dispositif en un lourd dôme anticlinal, ces empreintes pléistocènes sont restées particulièrement bien imprimées dans le paysage de la Sierra del Endrinal.

On rencontre également dans les autres sierras de la Serranía de Grazalema des morphologies issues d'un ancienne couverture nivale mais celles-ci sont souvent moins nettes et moins bien conservées du fait de la nature lithologique du substrat, du dispositif structural ou du contexte topographique (proximité d'importants dénivelés, d'entailles fluviales) (Carte morphologique H.T.). Sur le versant septentrional de la Sierra del Pinar, d'anciennes niches de nivation entaillent l'escarpement sommital dolomitique ; les Sierras del Palo et de los Pinos comportent des niche-dolines de nivation et la retombée septentrionale du Ventana est entaillée par un vallon en U accidenté par un karst à banquettes.

2.2. La gélifraction et la rareté des dépôts périglaciaires dans la Serranía de Grazalema

Après la reconnaissance d'un modelé nivo-karstique sur les reliefs sommitaux, reste posée la morphogénèse périglaciaire pléistocène à moindre altitude et notamment sur les versants des *sierras*. Or, ce qui frappe l'attention du géomorphologue, surtout par rapport aux *sierras* bétiques centrales, est la rareté des formations de versant liées à l'action du gel. Les causes sont à la fois lithologiques et morpho-climatiques.

L'essentiel des formations cryoclastiques de la Serranía de Grazalema se localise sur les versants septentrionaux des *sierras* subbétiques (Sierras de Tablón, Zafalgar, Lijar) et del Pinar (F. Diaz del Olmo et al., 1981, 1984, 1986). Outre leur orientation commune tournée vers le N, ces versants couverts d'éboulis se développent dans des assises sensibles à la gélifraction tels les calcaires marneux et noduleux du Jurassique subbétique et les terrains diaclasés du Lias supérieur. Les dépôts périglaciaires qu'on y rencontre, se subdivisent en trois grands types de formations :

- des grèzes litées dont l'extension reste limitée aux assises les plus gélives (calcaires noduleux jurassiques, calcaires marneux liasiques, dolomies litées rhétiennes). Ces dépôts de pente qu'on rencontre sur les versants des Sierras de Zafalgar et de Lijar, et qui font intervenir

l'action du gel (débitage) et l'intervention de la neige (mise en place du dépôt de pente), sont généralement incrustés. Selon une étude de F. Diaz del Olmo (1986), le ciment calcaire de ces dépôts correspond à une "calcrete cryogénique" (T. Vogt, 1974, 1975, 1977). L'existence d'un tel ciment calcaire, cryo-osmotique, suppose un encroûtement synsédimentaire des dépôts de pente gélifractés, provoqué par des percolations incrustantes. On peut envisager que la mobilisation des carbonates par les eaux de percolation puis leur dépôt se soient réalisés après l'étalement des débris cryoclastiques par les eaux de fusion nivale et aient perduré jusqu'au retour du froid hivernal ;

- des poches de gélifractions sans matrice et mises en place par gélifluxion (Sierra del Pinar ; F. Diaz del Olmo, 1984) ;

- des épandages de débris clastiques hétérométriques, généralement noyés dans une matrice sablo-limoneuse. Ces épandages sont fréquemment canalisés dans des sillons rectilignes incisant le versant. Vers l'aval, ces dépôts ont tendance à s'étaler en de pseudo-cônes de déjection. Ce type de formation et cette disposition se rencontrent essentiellement sur le versant septentrional de la Sierra del Pinar. Nous rattachons la mise en place de ces dépôts à des coulées d'avalanches qui ont eu pour effet d'entraîner à la fois les gélifractions et le matériel écroulé de l'escarpement sommital.

L'ensemble de ces dépôts de pente tend à confirmer l'ambiance relativement humide des épisodes froids pléistocènes précédemment définie. Ce contexte paléo-climatique est, d'autre part, appuyé par l'existence de nombreux versants de Richter s.s. (20 à 35°) dans les calcaires marneux et marno-dolomitiques du domaine subbétique. La réalisation de tels versants suppose, en effet, un contexte climatique, à la fois, froid (débitage du substrat par le gel) et humide (évacuation des clastes par des ruissellements d'origine nivale et pluviale) (P. Birot, 1966 ; M. Chardon, 1975).

L'indigence des dépôts de pente serait une autre conséquence du caractère humide des épisodes froids pléistocènes qui, en favorisant la dissolution des gélifractions, aurait entravé le développement des manteaux d'éboulis. C'est pourquoi cette indigence ne doit pas être forcément interprétée comme une absence de processus cryoclastiques. La régularisation précitée des versants est directement issue de ces processus, tout comme le modelé caractéristique en "pile d'assiettes" du Jurassique supérieur (Sierra de Juan Diego et retombée occidentale de la Sierra de Líbar). Ce modelé en "pile d'assiettes" est dû au travail de la gélifraction différentielle qui a exploité les niveaux bréchoïdes et marneux. La quasi-absence de gélifractions à leur pied est due à leur dissolution qui a été accentuée par la présence de neige piégée dans les couloirs séparant ces "pinacles". On peut d'ailleurs s'interroger sur l'influence de cette accumulation nivale sur la gélifraction des pinacles. En effet, on note

actuellement en altitude (1400 m) aux abords des puits et couloirs à neige peu profonds (5 à 15 mètres), un refroidissement relatif diurne de l'ordre de 1 à 3 °C et nocturne d'environ 2 à 4 °C. Ce refroidissement relatif a pu être suffisant durant les périodes climatiques pléistocènes pour entretenir, à moyenne altitude, une efficace action du gel sur les assises les plus gélives. Quoiqu'il en soit, la morphologie en "pile d'assiettes" associée aux couloirs karstiques exempts de débris gélifracés signifie une action synchrone du gel et de la corrosion karstique provoquée par la neige.

2.3. Conclusions sur les processus et morphologies périglaciaires de la Serranía de Grazalema

La prédominance d'un ancien modelé nivo-karstique sur les hautes sierras pénibétiques met en avant un contexte climatique froid et surtout humide durant les épisodes froids pléistocènes. Des modelés nivaux pléistocènes ont également été reconnus dans la Sierra de las Nieves (1919 m) et décrits dans les hautes sierras des Cordillères Bétiques centrales et orientales : Sierra de Sagra (2383 m), Sierra Magina (2167 m), Sierra de Tejeda (2065 m) (M. Pezzi, 1975 ; J. Sermet, 1934 ; J.J. Delannoy et al., 1987 et 1989 et *infra* : III Partie). Mais ces sierras sont toutes beaucoup plus élevées que la Serranía de Grazalema (Figure III.28).

En fonction de la dynamique climatique pléistocène définie dans la Première Partie (*supra*) où humidité et froid semblèrent régner sur les Cordillères Bétique occidentales, il est vraisemblable que la Serranía de Grazalema ait compensé son handicap altitudinal par d'importantes précipitations neigeuses. Un comportement régional analogue a été décrit par S. Daveau (1973, 1984, 1986), G. Coudé Gaussen (1981) et R. Raynal (1985) dans le Nord-Ouest du Portugal où la limite des neiges permanentes est descendue jusqu'à 1100 mètres d'altitude.

La Serranía de Grazalema se distingue des moyennes montagnes des Cordillères Bétiques centrales et orientales qui ont essentiellement évolué durant les épisodes froids pléistocènes sous le contrôle de la gélifraction (R. Lhénaff, 1977, 1984 ; M. Pezzi, 1975, 1977). L'indigence des formations périglaciaires ne signifie pas que le gel y ait été moins vigoureux mais que les gélifracés ont été dissous. Là où les assises sont plus gélives (calcaires marneux, calcaires lités, calcaires bréchoïdes qui dominent dans le domaine subbétique), la dissolution n'a pu digérer la totalité des débris, d'où élaboration dans ce cas de manteau d'éboulis. Les rares formations périglaciaires (grèzes litées) et certaines formes comme les couloirs d'avalanche ou versants régularisés confirment le contexte relativement humide des périodes pléistocènes. Si on retient ce cadre paléoclimatique, la Serranía de Grazalema se démarque du contexte morpho-climatique pléistocène qui régnait sur

les massifs bétiques plus orientaux qui ont évolué sous des conditions plus sèches (R. Lhénaff, 1977, 1984 ; B. Dumas, 1984). En fait, bien qu'il faille se garder de tout rapprochement hâtif, cette différenciation paléoclimatique régionale n'est pas sans rappeler l'actuelle disparité climatique qui existe entre les massifs occidentaux fortement arrosés et les arides sierras des provinces de Jaén, de Grenade et d'Almería.

Si l'étude morphologique des hautes sierras de Grazalema a permis de définir l'ambiance climatique pléistocène, il apparaît difficile, à partir des formes et formations en présence, d'appréhender la part des différents épisodes froids du Pléistocène supérieur et à plus forte raison du Pléistocène moyen sur lequel on a extrêmement peu d'éléments. Il est fort vraisemblable que le modelé nivo-karstique actuellement visible résulte de plusieurs phases froides sans pour autant pouvoir les définir chronologiquement. D'autre part, la relative "fraîcheur" de ce modelé suppose que ces conditions aient été particulièrement effectives durant la dernière période pléistocène, voire se soient maintenues, du moins en altitude, jusqu'au Tardiglaciaire.

Il apparaît difficile d'aller plus loin dans une reconstitution chronologique pléistocène, à partir du seul modelé de surface des hautes sierras. L'étude des formes et formations fluviales et des grandes dépressions fermées devrait nous permettre de préciser les effets des épisodes froids pléistocènes et de faire la part entre ces divers épisodes.

3. LES RETOUCHES DE LA NÉOTECTONIQUE

Si les versants des sierras pénibétiques de Grazalema sont rarement tapissés d'éboulis d'origine périglaciaire, ceux-ci sont accidentés par de nombreux écroulements et par d'importants mouvements de masse.

Les glissements de terrain et mouvements de masse restent essentiellement limités aux terrains flyschoides argilo-marneux. On remarque, également, que ces mouvements ont été souvent entraînés par des surcharges provoquées par l'écroulement d'un pan du versant calcaire sus-jacent. Un des exemples les plus significatifs se situe dans la région de Benaocaz où le vaste glissement qui affecte les flyschs aquitano-burdigaliens, a été déclenché par l'écroulement de l'extrémité NE de la Sierra del Caïlo (Carte morphologique H.T.).

De moindre extension que les glissements de terrain, les écroulements rocheux sont les phénomènes mécaniques les plus représentatifs de la serranía. Quelques 30 écroulements majeurs (> 20 000 m³) ont été répertoriés. Ils se situent préférentiellement au niveau des abrupts calcaires et 75 % d'entre eux se localisent dans le

domaine pénibétique (Carte morphologique H.T.). Leur sous-représentation dans le domaine subbétique est liée au fait que les versants y sont généralement régularisés et présentent peu d'escarpements verticaux. Les quelques écroulements se situent au niveau des *gargantas* Verde et Seca, en contrebas de l'escarpement sommital du Pinar, le long du couloir tectonique de Boyar et au dessus de la profonde dépression morpho-fluviale du haut-Guadalete.

Plusieurs glissements de bancs calcaires au niveau des joints de stratification ont été relevés sur les revers sub-structuraux pénibétiques présentant un fort pendage ($> 35^\circ$). Ces mouvements entraînent la dislocation des tables karstiques supérieures, voire le glissement de pan de versant (versant occidental du Palo ; Hacho de Montejaque - Figure III. 48).

Enfin, bien que moins marqués dans le paysage d'ensemble de la *serranía*, les éboulements individuels sont présents sur la quasi totalité des versants calcaires pénibétiques. C'est, d'ailleurs, cette omniprésence qui en fait un élément "normal" de ces versants.

Hormis les glissements de terrain directement liés aux comportements mécaniques des assises flyschoides, les éboulements et écroulements développés dans les assises calcaires résultent d'une somme de facteurs d'ordre à la fois structural, morphologique, karstique, gravitaire et néotectonique. Tout d'abord, l'intense fracturation des calcaires a eu pour effet de disloquer leur structure initiale. Ensuite, aux abords des abrupts, l'appel au vide et les phénomènes de détente mécanique ont provoqué

l'ouverture d'un réseau de fentes parallèles à l'escarpement. Enfin, la karstification joue un rôle non négligeable dans le démantèlement des assises calcaires en contribuant à l'élargissement des zones de faiblesses tectoniques. Si l'ensemble de ces paramètres a pour conséquence la "fragilisation" des strates calcaires, l'éboulement individuel ou l'écroulement de pans de versant résulte d'une rupture d'équilibre mécanique généralement provoqué par la contrainte gravitaire. Cette rupture d'équilibre peut être aussi déclenchée, dans un contexte favorable, par des secousses sismiques. Or, la Serranía de Grazalema est le siège d'une activité sismique, certes légère mais fréquente : en l'espace d'un siècle, plus de 40 secousses sismiques supérieures à une magnitude de 4 sur l'échelle de Richter ont été répertoriées (Tableau III.9). Ces micro-séismes sont d'autant plus efficaces que leur épigénètre est proche de la surface ce qui est le cas de 85 % des secousses relevées dans la région de Grazalema.

Avant la mi-XIX^e siècle qui marque le début des enregistrements sismiques menés de manière systématique, on ne possède guère de témoignages directs sur la sismicité régionale, hormis le tremblement de terre de 1680 qui a profondément affecté l'Andalousie, notamment la région de Málaga où était situé l'épigénètre dont la magnitude a été estimée à 8-9 sur l'échelle de Richter, à partir des écrits relatant les dégâts de cet événement catastrophique (B. Vincent, 1983). Si des mouvements d'une telle intensité ne se sont pas reproduits, il ne faut pas pour autant négliger les conséquences de la sismicité "légère" actuelle. En fonction du degré de démantèlement des assises calcaires

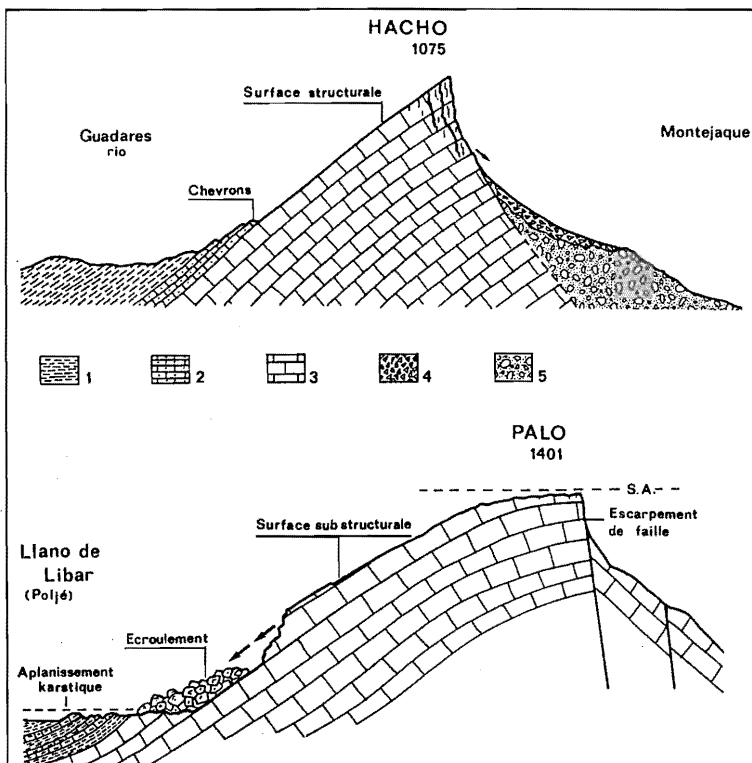


Figure III.48 - Exemples de méga-écroulement dans la Sierra de Libar : le Hacho de Montejaque et El Palo

- 1 : Marno-calcaires crétacés ;
- 2 : Calcaires lités du Jurassique supérieur ;
- 3 : Calcaires massifs du Jurassique moyen et inférieur ;
- 4 : Dépôts de pente ;
- 5 : Masse écroulée.

Lieu	Date	Longitude	Latitude	Profondeur	Magnitude
Grazalema	20/1/1856	5. 24 (W)	36.42.0 (N)		5,5
Grazalema	10/2/1901	5.24.0	36.42.0		5
Villaluenga	24/04/15	5.24.0	36.42.0		5
Ubrique	03/09/15	5.30.0	36.36.0		4
Cortes Fr.	29/06/16	5.24.0	36.36.0		5
Grazalema	19/02/20	5.24.0	36.42.0		4
Grazalema	17/03/33	5.12.0	37.00.0		4
Grazalema	02/02/36	5.24.0	36.42		4,5
Grazalema	26/02/36	5.24.0	36.42		4
Grazalema	05/03/36	5.24.0	36.42		4
Villaluenga	20/04/36	5.24.0	36.45	25	5
Villaluenga	24/04/36	5.24.0	36.45		4
Grazalema	25/04/36	5.24	36.45		4
Villaluenga	25/04/36	5.24	36.45		4
Villaluenga	26/04/36	5.24	36.45		4
Villaluenga	04/04/36	5.24	36.45		4
Villaluenga	05/05/36	5.24	36.45		4
Montejaque	05/05/36	5.12	36.42		4
Montejaque	17/05/36	5.18	36.42		4
Villaluenga	17/03/37	5.24	36.42		4
Villaluenga	11/04/37	5.24	36.42	25	4,5
Villaluenga	07/05/37	5.24	36.42		4,5
Ubrique	01/11/37	5.30	36.36	30	4
Villaluenga	01/11/37	5.24	36.42	30	5
Grazalema	05/03/40	5.18	36.30	30	6
Villaluenga	10/03/41	5.24	36.42	25	4
Grazalema	09/05/41	5.18	36.42	30	4
Gastor	13/05/41	5.18	36.54	30	5
Ubrique	03/09/42	5.30	36.36	10	4
Ubrique	26/02/13	5.30	36.36	2	4,5
Grazalema	02/06/43	5.24	36.42	30	4
Ubrique	22/07/61	5.24	36.42	33	4,5
Grazalema	23/10/65	5.24	36.42	30	4
Grazalema	17/11/67	5.30	36.48	33	4
Grazalema	13/06/71	5.30	36.48	20	4,6
Benaolan	18/06/89	5.12	36.42	12	4

Tableau III.9 - Inventaire des secousses sismiques dans la Serranía de Grazalema.

D'après les données de la Sección de Sismología et Ingeniería Sísmica. de l'I.G.N.Español.

(diacrasage, karstification, détente mécanique), les effets des séismes modérés peuvent aller de la simple purge fissurale à l'éboulement gravitaire de pente, de la jonchée de blocs à l'écroulement de monolithes comme nous avons pu le constater suite à la secousse du 18 juin 1989 dans le secteur de Montejaque-Benaolan. Mais plus que l'effet individuel de chacune de ces secousses, c'est la fréquence de cette sismicité légère qui fait de ce phénomène endodynamique, un agent privilégié d'évolution des versants pénibétiques.

Si l'importance numérique des écroulements et éboulements dans la Serranía de Grazalema est liée, sans nul doute, à l'important degré de fragilisation du substrat et aux nombreux phénomènes de détente, leur déclenchement doit être également rapporté à l'activité sismique régionale.

Hormis son rôle morphologique, cette sismicité est révélatrice d'une néotectonique régionale active. Celle-ci doit être rapportée à la phase de compression tectonique qui a débuté dès la Pléistocène inférieur et qui résulte du rapprochement des plaques africaine et européenne (*supra* : Première Partie). En effet, le vecteur de rapprochement actuel de ces deux plaques (D.P. Mac Kenzi, 1972 ; J.B. Minster et al., 1974) présente la même direction, globalement nord-sud, que les directions de raccourcissement mesurées à partir des déformations intra-pléistocènes (J.C. Bousquet et al., 1977). Il apparaît donc clairement que la période actuelle se situe dans le prolongement des phénomènes géodynamiques pléistocènes. De même, il ressort que la sismicité actuelle est répartie de manière relativement diffuse sur la totalité des secteurs bétiques déformés durant le Pléistocène (A. Udias et al., 1972 ; D. Hatsfeld, 1976). Celle-ci est, d'ailleurs, beaucoup plus active dans les Cordillères

Bétiques orientales et le Levant qui ont été affectés durant le Pléistocène par une importante tectonique cassante provoquée par de grands accidents décrochants tel celui de las Carboneras (J.C. Bousquet et *al.*, 1974, 1977 ; J. Benkhelil, 1976 ; A. Estevez et *al.*, 1976).

Il est certain que la néotectonique qui affecte les Cordillères Bétiques et plus généralement l'Arc de Gibraltar, reste modeste par rapport à celle relevée dans les arcs tyrrhénien et égéen (B. Bousquet et *al.*, 1977 ; B. Dumas et *al.*, 1988). Il ne faut pas pour autant négliger ses incidences morphologiques dans la transversale étudiée, notamment au niveau de la dynamique des versants.

4. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LE MODELÉ DES HAUTES SIERRAS DE GRAZALEMA ET LEURS VERSANTS

L'étude morphologique de surface des *sierras* de Grazalementa a mis, tout d'abord, en valeur l'omniprésence du modelé karstique. Celui-ci est particulièrement développé dans les *sierras* calcaires pénibétiques alors qu'il est beaucoup plus discret dans les assises dolomitiques et marno-calcaires du domaine subbétique où dominant d'autres processus morphologiques.

L'uniformité d'ensemble des paysages qu'introduit la morphologie karstique, n'est, en fait, qu'apparente. En effet, l'étude des surfaces karstiques a permis de mettre en valeur une importante diversité du modelé de détail, liée, d'une part, à la nature des assises calcaires et, d'autre part, à une multitude de combinaisons superposant des morphologies de dissolution actuelles et héritées des épisodes froids pléistocènes.

Les épisodes froids pléistocènes ont profondément marqué la Serranía de Grazalementa comme le suggère le modelé nivo-karstique qui existe sur les hautes *sierras*. Les niches de nivation des Sierras del Pinar, del Endrinal ou de Líbar, les karsts à banquettes étagées, les vallons nivo-karstiques de la Sierra del Endrinal, les nombreuses névières en sont les principaux témoins. A moindre altitude, les processus cryo-niveaux ont été particulièrement actifs. On leur rapporte la régularisation des versants dans les assises sensibles au gel (terrains marno-calcaires subbétiques), le façonnement des pinacles en "pile d'assiettes" dans les calcaires lités pénibétiques et le démantèlement des lapiés (champ de clapiers).

Nous avons rapporté le caractère développé du modelé nivo-karstique (malgré la modeste altitude des reliefs sommitaux) à l'humidité relative des épisodes froids pléistocènes. C'est ce contexte climatique à la fois froid et humide qui confère à la Serranía de Grazalementa une morphologie pléistocène originale et différente du façonnement périglaciaire des *sierras* bétiques centrales

et orientales où dominant les dépôts de pente cryoclastiques.

Ce contexte froid et humide a, sans nul doute, eu des incidences majeures dans la karstification des *sierras* de Grazalementa étant donné l'existence d'un potentiel hydraulique accru (fusion nivale, moindre évapotranspiration...). Du fait de cette alimentation hydraulique majorée et en fonction du cadre morpho-tectonique pléistocène (*supra* : Première Partie), la karstification interne a dû être marquée par le développement des structures de drainage (*infra* : Chapitre 3). Les explorations spéléologiques sur les hautes *sierras* pénibétiques ont, d'ailleurs, permis de définir le rôle fondamental des épisodes froids pléistocènes dans l'évolution de la zone d'infiltration karstique (névières, gouffres à polypuits, hiérarchisation du ruissellement souterrain...).

Si les épisodes pléistocènes ont profondément marqué le modelé de surface de la serranía, il ne faut pas négliger l'évolution morphologique postérieure. Celle-ci se caractérise, entre-autres, par de nombreux phénomènes mécaniques. Leur importance numérique résulte du fort démantèlement des assises calcaires (lié à la fissuration, à la détente mécanique, et aux processus d'érosion) et de l'active néotectonique actuelle qui se traduit par de fréquentes secousses sismiques. En dehors de ces phénomènes, l'étude des surfaces lapiées a mis en valeur l'existence d'une puissante dynamique karstique sous les conditions climatiques actuelles. Elle se caractérise, en altitude, par des microformes de dissolution extrêmement aiguës. On retrouve ces microformes à moindre altitude (1100-800 m) où elles se sont développées aux dépens de crypto-lapiés exhumés. L'exhumation de ces crypto-lapiés est liée à la dégradation du couvert bio-pédologique provoquée par les activités anthropiques. Le caractère aujourd'hui minéral des *sierras* pénibétiques de Grazalementa est, en grande partie, dû à cette disparition du couvert forestier "initial".

L'étude du modelé de surface nous a permis de saisir le contexte morpho-climatique pléistocène et d'aborder l'évolution holocène de la Serranía de Grazalementa mais ne nous autorise pas à aller beaucoup plus loin dans la reconstitution morphogénique. L'analyse des structures de drainage karstique en rapport avec l'évolution du réseau hydrographique ainsi que des dépressions fermées de Líbar devrait nous permettre de fixer les grandes étapes de cette reconstitution.



Photo 21 - La Sierra del Endrinal (Serranía de Grazalema). Cette *sierra* se caractérise par un paysage "minéral" malgré sa modeste altitude (1500-1000 m). On remarque bien sur cette photo la différence lithologique entre la Sierra del Endrinal qui appartient au domaine pénibétique (calcaires blancs jurassiques) et la Sierra del Pinar (arrière plan) qui est essentiellement composée par des dolomies subbétiques. Entre ces domaines, se développe le couloir del Boyar-Grazalema (cf. Figure III.47).
 Photo J.J. Delannoy.



Photo 22 - Paysage caractéristique des reliefs de la Serranía de Grazalema agencés dans les assises litées du Jurassique supérieur pénibétique (Sierra de Libar) (cf. Figure III.45).
 Photo J.J. Delannoy.



Photo 23 - Exemple de plafond "cupulé" de la Cueva de la Pileta (Benaolan-Sierra de Libar, Serranía de Grazalema) qui témoigne du façonnement en régime noyé de cette cavité qui se situe aujourd'hui perchée à plus de 350 m au-dessus du talweg actuel du río Guadiaro (cf. Figure III.49).

Photo J.M. Étienne



Photo 24 - Peintures rupestres ornant les parois de la Cueva de la Pileta (Benaolan-Sierra de Libar, Serranía de Grazalema).

Photo J. Bullon.

CHAPITRE III

L'APPORT DES GRANDS PHÉNOMÈNES SOUTERRAINS DANS LA MISE EN PLACE DU CADRE KARSTOGÉNIQUE RÉGIONAL

L'objet de ce chapitre est de déterminer les différentes phases de structuration endokarstique. Pour mener à bien cette démarche, il est nécessaire de travailler sur des cavités dont au moins une partie des réseaux s'est agencée au niveau de la zone noyée avant d'évoluer postérieurement dans la zone vadose.

Peu de réseaux souterrains actuellement pénétrables dans la Serranía de Grazalema répondent à cette exigence hormis la Cueva de la Pileta et le complexe souterrain de l'Hundidero-Gato qui se connectent tous deux à la vallée du Guadiaro. Si la répartition géographique de ces cavités ne permet de considérer que l'évolution karstogénique de la Sierra de Lúbar, elles offrent l'opportunité de pouvoir fixer les grandes étapes de la karstification de cette bordure depuis le Plio-Pléistocène jusqu'à l'Actuel.

L'étude spéléomorphologique de ces cavités permet de proposer un premier cadre d'évolution karstogénique cohérent avec les données paléogéographiques actuellement disponibles (*supra* : Première Partie). Un des principaux intérêts de ce canevas karstogénique est de révéler les différentes phases d'enfoncement du réseau hydrographique qui a été un des moteurs fondamentaux de la morphogénèse régionale.

1. LA CUEVA DE LA PILETA : UN PALÉO-DRAIN KARSTIQUE

La Cueva de la Pileta qui s'ouvre sur la retombée orientale de la Sierra de Lúbar, est essentiellement connue pour son intérêt préhistorique. Cette cavité se caractérise, en effet, par plus de 500 m de galeries ornées de peintures rupestres. Deux grandes périodes ont, semble-t-il, marquées l'occupation de cette cavité : le Paléolithique supérieur (Solutrien-Magdalénien) et le Néolithique (F. Ojeda, 1973 ; J.A. Bullón, 1983 ; Arqueología, 1986). Cet intérêt culturel est à l'origine de l'aménagement touristique de cette cavité.

En dehors de cet aspect culturel, la Cueva de la Pileta est fort intéressante d'un point de vue karstogénique puisqu'après s'être agencée dans la zone noyée, elle a évolué durant une très longue période dans la zone non saturée du karst avant d'être finalement recoupée par la surface topographique. Ses entrées actuelles correspondent, d'ailleurs, à d'anciens conduits recoupés par le versant. L'entrée actuellement aménagée pour les visites touristiques (750 m) est perchée à plus de 350 m au dessus de l'actuel talweg du Guadiaro et à une petite centaine de mètres, en contre-haut du petit poljé ouvert de Harilla.

1.1. Description des réseaux spéléologiques de la Cueva de la Pileta

La Cueva de la Pileta possède deux accès fort différents sur le plan morphologique. L'accès par lequel fut découvert la cavité (en 1905), s'apparente à un puits en cloche s'ouvrant au cœur d'un profond lapiés (la Sima de la Grajas). Le second accès correspond à une galerie en conduite forcée débouchant en pleine paroi. Ces deux accès sont l'expression visible des deux grands modes de creusement qui ont marqué le fonctionnement de cette cavité.

1.1.1. Un étagement de galeries en "conduite-forcée"

Cette cavité sèche se caractérise par un étagement de deux réseaux de direction subméridienne, totalisant plus de 2 kilomètres de développement (Figure III.49). Ces deux niveaux de galeries apparaissent tous deux dépendants d'une même fracture de direction subméridienne qui explique le tracé légèrement oblique de la cavité vis-à-vis de la retombée orientale de la Sierra de Lúbar (NNE-SSW).

Le niveau supérieur de la Pileta auquel se raccorde l'actuelle entrée touristique, présente un profil longitudinal légèrement ascendant (0 à + 40 m) jusqu'au sommet d'un puits d'une cinquantaine de mètres de profondeur : la "Gran Sima". Le fond de ce puits s'apparente à une vaste salle chaotique dont les blocs ont été cimentés par un abondant concrétionnement. Cette salle donne vers le nord sur une galerie elliptique qui bute vers l'amont sur un colmatage stalagmitique. Ce niveau se caractérise par de vastes galeries en conduites forcées dont la largeur varie entre 3 et 10 m. Ces galeries doivent leur allure elliptique à un creusement en régime noyé aux dépens de la stratification des calcaires jurassiques qui plongent vigoureusement vers l'ESE (20 à 50°).

Le niveau inférieur se développe quasiment en-dessous de l'étage supérieur. Il oscille, quant à lui, entre -15 et -20 m. Il est intéressant de relever qu'il se situe approximativement à la même cote altitudinale que la base de la Gran Sima. Une cinquantaine de mètres sépare la base de ce puits et le terme septentrional du niveau inférieur ; ce dernier bute, également, sur un colmatage stalagmitique. Ce niveau présente les mêmes traits morphologiques que l'étage supérieur (conduites forcées elliptiques). Les microformes caractéristiques d'un creusement en régime noyé sont particulièrement bien représentées, notamment au niveau de la "Sala de los Niveles" dont le plafond est affecté par de profondes coupes. C'est au niveau de cet étage inférieur que débouche la Sima de la Grajas ; cette *sima* semble répondre à une autre logique d'agencement. Le caractère chaotique de celle-ci et des salles sous-jacentes ainsi que la proximité de la surface topographique tend à rapporter à des phénomènes de détente mécanique-écroulement l'ouverture de ce puits.

Entre ces deux étages se développe un système anastomosé de galeries en "conduite forcée" de moindre

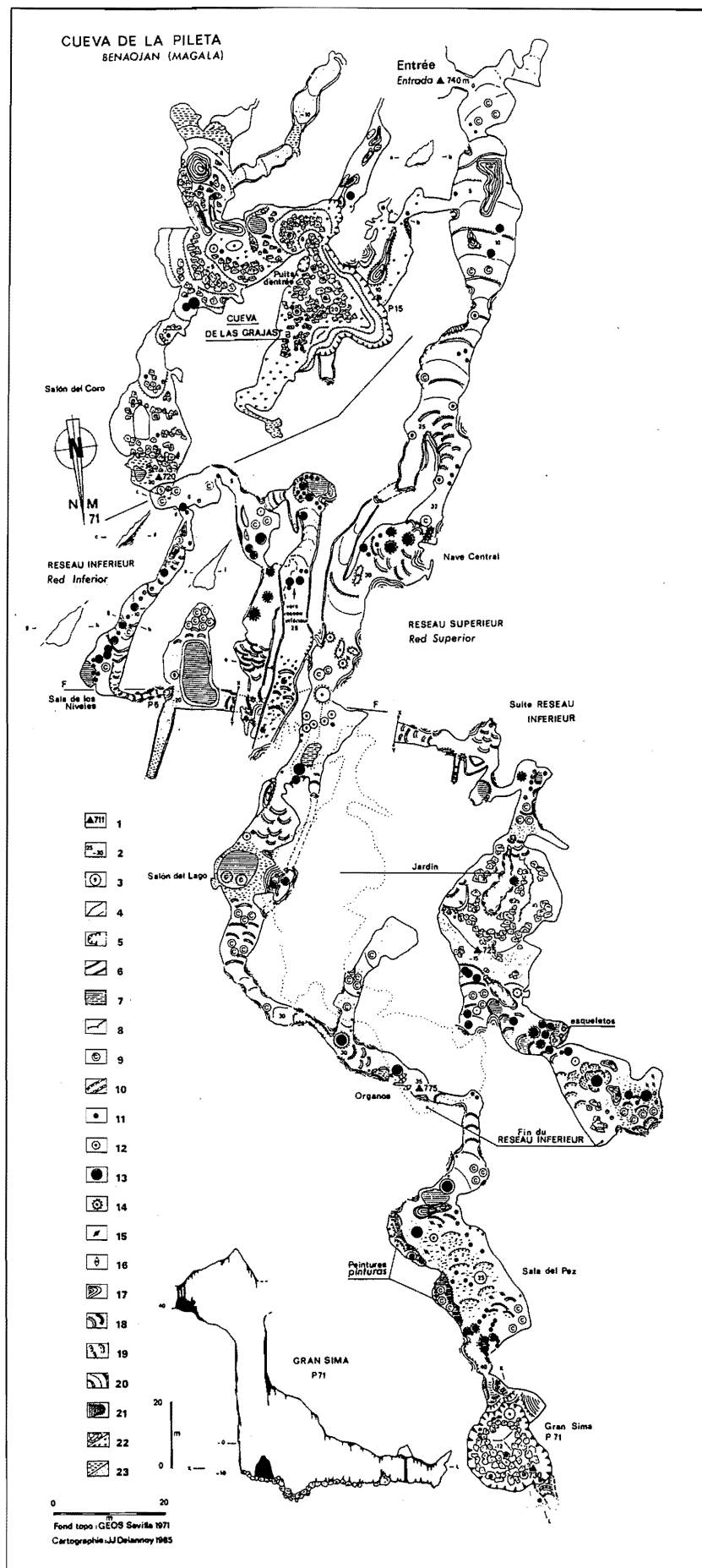


Figure III.49 - Cartographie morphologique de la Cueva de la Pileta (Málaga)

- 1 : Altitude en mètres ;
 2 : Dénivelé en mètres par rapport à l'entrée de la cavité ;
 3 : Hauteur du plafond ;
 4 : Ressaut ;
 5 : Puits ;
 6 : Galerie en "conduite forcée" ;
 7 : Lac Temporaire ;
 8 : Chenal de voûte ;
 9 : Coupole ;
 10 : Vagues d'érosion ;
 11 : Stalactite ;
 12 : Stalagmite ;
 13 : Colonne stalagmitique ;
 14 : idem mais profilée par l'érosion ;
 15 : Concrétion cassée ;
 16 : Draperie ;
 17 : Coulée stalagmitique ;
 18 : Gours ;
 19 : idem non actifs ;
 20 : idem étagés ;
 21 : Plancher stalagmitique ;
 22 : Blocs : Guano ;
 23 : Argile/Sable.
 Fond topographique : GEOS 1971

dimension (2 à 4 m).

En dehors des secteurs de la Sima de las Grajas et de la Gran Sima, le principal dénominateur commun à l'ensemble de la cavité est la morphologie en conduite forcée des galeries. Celles-ci ne présentent pas de traces visibles de surcreusement par des écoulements à surface libre. Il est vrai que le plancher de ces conduites est rarement visible du fait du puissant concrétionnement.

1.1.2. Une cavité fortement concrétionnée

Un autre caractère dominant de la Cueva de la Pileta est son important concrétionnement. Quatre générations de spéléothèmes ont pu être dégagées :

- la plus ancienne génération visible dans cette cavité correspond à des filons stalagmitiques noirâtres ayant colmaté de nombreuses fissures et fractures de direction subméridiennes. Ces filons sont recoupés à l'emporte-pièce par les "conduites forcées" (Type 1) ;

- la seconde génération se caractérise par de puissantes colonnes et coulées stalagmitiques blanchâtres séniles (Type 2). Ces formations ont été postérieurement érodées comme en témoignent les vagues d'érosion qui les sculptent. Il est intéressant de relever que l'ensemble des concrétions présentes dans l'étage inférieur ont été retouchées par l'érosion alors que seule la base des édifices de l'étage supérieur a été affectée par les ruissellements ;

- la troisième génération correspond aux gours et coulées brunâtres qui recouvrent la quasi totalité du plancher des galeries de la Pileta (Type 3). Ce concrétionnement est hérité d'une ancienne phase de ruissellements incrustants bien qu'il donne l'impression d'être actif lors des périodes de fortes précipitations. Contrairement à la génération précédente, ces coulées ne présentent pas de traces d'érosion. Ces coulées ne sont plus fonctionnelles depuis au moins le Paléolithique si on se réfère aux traces d'anciennes "torches" sur ce concrétionnement ;

- la quatrième génération de concrétionnement correspond à de minces encroûtements alimentés par les stalactites alignées sur les joints de stratification. Ces concrétions recouvrent localement les peintures rupestres et apparaissent encore fonctionnels dans certains secteurs de la grotte, au moins lors des périodes de pluies.

Cette rapide description de la Cueva de la Pileta permet de faire ressortir deux étapes spéléogéniques fondamentales :

- un agencement initial en régime noyé qui suppose un contexte paléogéographique totalement différent de l'actuel, tout au moins en ce qui concerne la position du talweg du Guadiaro ;

- une longue évolution postérieure comme en témoignent les différentes générations de spéléothèmes et le recoupement de cette cavité par la surface topographique.

L'analyse spéléomorphologique des réseaux et l'étude des remplissages souterrains permettent de préciser cette évolution karstogénique.

1.2. L'évolution spéléogénique de la Cueva de la Pileta

1.2.1. Le système karstique de la Pileta : le creusement des drains de la Pileta

La morphologie des galeries en "conduite forcée", l'organisation "labyrinthique" des réseaux et les microformes de paroi attestent clairement d'un creusement initial dans la zone noyée.

Nous rapportons à cet épisode, le creusement synchrone des drains étagés de la Pileta ainsi que de la "Gran Sima" ; ce puits correspondant vraisemblablement à un ancien drain vertical reliant les deux niveaux de drainage (écoulement ascendant ?). Nous excluons, en effet, la possibilité d'un agencement postérieur de la "Gran Sima" pour les principales raisons suivantes :

- en dehors des conduites forcées situées respectivement à la base et au sommet du puits, aucun autre réseau ne s'y raccorde. On ne peut donc pas évoquer l'existence d'un éventuel écoulement qui serait venu cascader dans ce puits et aurait participé à son creusement ;

- de même, on peut écarter la présence d'éventuelles circulations provenant de l'étage supérieur de la Pileta et qui seraient venues se jeter dans la "Gran Sima" étant donné que toutes les microformes d'érosion suggèrent un écoulement vers le sud ;

- enfin, on ne peut attribuer aux seuls processus mécaniques (effondrement) l'agencement de ce puits étant donné la morphologie tubulaire de sa partie supérieure.

Si on se réfère à l'organisation hydrogéologique actuelle dépendante du Guadiaro (*supra* : Chapitre 1), le fonctionnement en drain s.s. de la Pileta signifie que le talweg de ce cours d'eau se situait alors, au plus bas, vers 750-800 m d'altitude. Dans ce contexte paléogéographique, le système de la Pileta drainait la région sommitale des *sierras* de Líbar (Palo-Ventana...) dégagée de la couverture crétacée (Figure III.50). On peut, ici, écarter l'hypothèse proposée par R. Lhénaff (1977, 1986) qui associait l'agencement de la Cueva de la Pileta et le fonctionnement en poljé du demi-graben de Valdío ; en dehors du fait que celui-ci devait être encore empli de Crétacé, le gradient hydraulique et la modeste superficie de son aire d'alimentation n'ont pu être à l'origine d'une telle structuration endokarstique.

La taille des galeries de la Pileta témoigne de la relative durée de son fonctionnement en drain ce qui suppose une certaine stabilité des conditions paléogéographiques.

Il est intéressant de relever ici que cet ancien fonctionnement de la Pileta apparaît postérieur aux "filons" noirâtres. Cette formation carbonatée extrêmement indurée est, en effet, recoupée à l'emporte-pièce par les "conduites forcées". La présence d'éléments siliceux, alumineux et ferri-fères tend à rapporter ce remplissage à

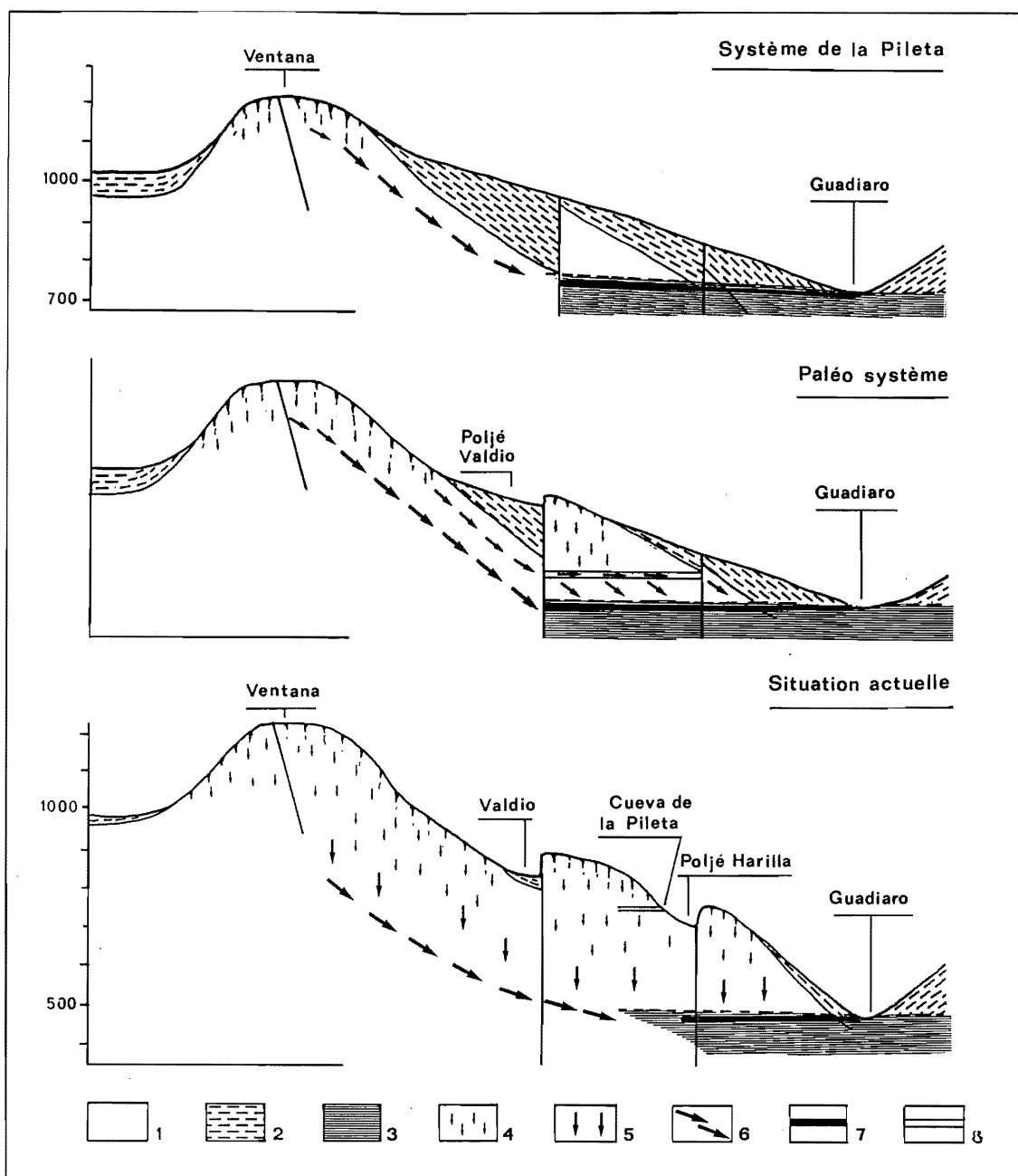


Figure III.50 - Évolution schématique du système de la Pileta dans son environnement morpho-structural et en fonction de l'encaissement du río Guadiaro

1 : Calcaires péribétiques ; 2 : Marno-calcaires crétacés ; 3 : Zone karstique saturée ; 4 : Zone d'infiltration karstique ; 5 : Zone de ruissellement karstique ; 6 : Collecteur (ruissellement) ; 7 : Drain de la zone noyée ; 8 : Paléo drain karstique.

SI O ₂	AL ₂ O ₃	FE ₂ O ₃	MG O	CA O	NA ₂ O	K ₂ O	MN O	P ₂ O ₅	PF
3,6	2,26	3,12	2,29	44,81	0,89	0,09	1,7	0,8	37,73

Tableau III.10 - Éléments traces des remplissages noirâtres de la Pileta

Données fournies en %. Analyses effectuées par l'Institut Dolomieu- Grenoble.

une ancienne altération dont les éléments les plus fins, piégés dans le réseau de fissuration, ont subi une diagénèse *in situ* (Tableau III.10). Cette évolution suppose un contexte climatique subtropical qui, rappelons-le, a régné durant le Miocène supérieur et la première moitié du Pliocène inférieur. R. Maire présente dans sa thèse

(1990) une excellente synthèse sur la diagénèse des remplissages endokarstiques provenant de couvertures pédologiques. Aussi, nous n'insisterons pas sur ces modalités.

1.2.2. "L'isolement" du système de la Pileta

L'actuelle situation perchée de la Pileta ainsi que l'évolution spéléogénique postérieure à son fonctionnement en drain supposent un abaissement de la zone noyée commandée dans le contexte morphologique régional par l'enfoncement du Guadiaro. L'absence visible de surcreusement au niveau des galeries de la Pileta par des écoulements à surface libre tend à souligner un abaissement rapide du Guadiaro, dont il reste à définir la cause.

Suite à cette restructuration du drainage karstique, la Cueva de la Pileta a connu plusieurs étapes spéléogéniques dont les plus marquantes sont :

- un concrétionnement généralisé sous forme des gros édifices stalagmitiques (colonnes et coulées du type 2). Les datations effectuées sur cette génération donnent un âge plus vieux que 350 000 B.P. (limite du géochronomètre U/Th) ;
- suite à cette phase de concrétionnement, les galeries de la Pileta ont été parcourues par des écoulements à surface libre qui ont façonné les parois et profilé les coulées et colonnes stalagmitiques. L'orientation des vagues d'érosion permet de définir un écoulement vers le sud. Par ailleurs, la distribution de ces mêmes microformes indique que cet écoulement a totalement ennoyé le réseau inférieur et les points bas de l'étage supérieur. L'origine de cette nouvelle activité hydrologique de la Pileta n'est pas facile à définir. On peut écarter, ici, l'hypothèse d'une "fermeture" du système (*supra* : Livre I, I partie, Chap. 3) qui n'est pas cohérente avec la vitesse des écoulements qu'on peut estimer, à partir de ces microformes, à 0,9 m/h. L'hypothèse reposant sur l'incapacité de la zone vadose d'évacuer la totalité des infiltrations pose le problème de l'origine de la contrainte ayant momentanément⁽¹⁾ entraîné une mise ne charge de la grotte : celle-ci est-elle liée à des rejeux tectoniques, aux colmatages des réseaux sous-jacents, à une phase de restructuration endokarstique, à une structure inadaptée, à de puissants apports hydrauliques... Nous n'avons pas ici d'éléments de réponse.

1.2.3. L'assèchement définitif de la Cueva de la Pileta

Suite à cet épisode érosif dont il reste à définir les causes, les écoulements souterrains abandonnent définitivement la Pileta. Seuls quelques ruissellements annexes et infiltrations d'interstrates ont, postérieurement, recoupé les galeries de la Pileta. Ces circulations furent, notamment, à l'origine des gours et coulées brunâtres qui couvrent la quasi-totalité des galeries (type 3). Cette génération qui peut atteindre plus du mètre d'épaisseur, résulte d'une longue phase de sédimentation rythmée comme le souligne l'alternance de lamines plus ou moins riches en argile détritique. Ce concrétionnement est antérieur au Paléolithique supérieur étant donné qu'il constitue le support mural des peintures rupestres.

C'est probablement entre l'épisode érosif et cette génération de concrétions que la Cueva de las Grajas s'est ouverte comme tend à le suggérer l'absence de microformes d'érosion même au niveau des points bas. Le caractère chaotique de cette cavité souligne la nette prédominance des processus mécaniques (effondrement, écroulement...), vraisemblablement favorisés par l'importante fissuration de détente due à la proximité de l'abrupt versant qui se raccorde au poljé ouvert d'Harilla.

Ce versant est assurément postérieur aux étapes spéléogéniques précédemment évoquées comme en témoigne le caractère perché et recoupé de la cavité. Cela est particulièrement net au niveau de l'actuelle entrée touristique. On retrouve, à l'extérieur, dans l'exact prolongement de cette entrée, des placages stalagmitiques (Type 2) portant des vagues d'érosion. D'un point de vue morphologique, cela signifie que l'évolution karstique contemporaine des poljés de la retombée orientale de la Sierra de Lîbar (dont le poljé d'Harilla) est fort tardive par rapport à la mise en place et au fonctionnement du système de la Pileta.

1.3. Les enseignements karstogéniques et morphogéniques de la Cueva de la Pileta

L'étude de la Cueva de la Pileta a permis de mettre en évidence les événements karstogéniques suivants (Figure III.50 et III.51) :

- une ancienne structure de drainage *s.s.*, dont le niveau de base, le Guadiaro, devait se situer, au plus bas, vers 750-800 m d'altitude ;
- l'encaissement du Guadiaro, dont il reste à définir la cause, est à l'origine d'une restructuration du drainage karstique qui se traduit par l'assèchement de la Pileta. Cette cavité évolue, dès lors dans la zone vadose du karst ;
- l'enfoncement du Guadiaro et implicitement le développement de la karstification ont déclenché l'évolution en poljé des petits demi-grabens qui accidentent la retombée orientale de la Sierra de Lîbar et au fond desquels subsistent les marno-calcaires crétacés. C'est suite à une tel enchaînement que la Cueva de la Pileta a été recoupée par le versant et s'est retrouvée perchée à plus de 100 mètres au dessus du petit poljé actuellement ouvert d'Harillo. C'est vraisemblablement durant cet épisode que s'est développée la cavité cutanée de las Grajas qui recoupe les réseaux latéraux de la Pileta ;
- dans l'état actuel des connaissances, on ne connaît pas de réseaux spéléologiques étagés entre le paléodrain de la Pileta et l'émergence actuelle de Jimera de Lîbar qui auraient permis de cerner les différentes étapes d'enfoncement du drainage karstique et du Guadiaro. L'étude du complexe souterrain Hündidero-Gato, situé plus en amont et en contre-bas, permet de saisir l'organisation du drainage karstique contemporaine des

(1) Dans le cas de la Pileta, la contrainte est momentanée dans le sens où elle n'a pas joué avant (concrétionnement) et n'a plus joué après (absences de nouvelles formes d'érosion).

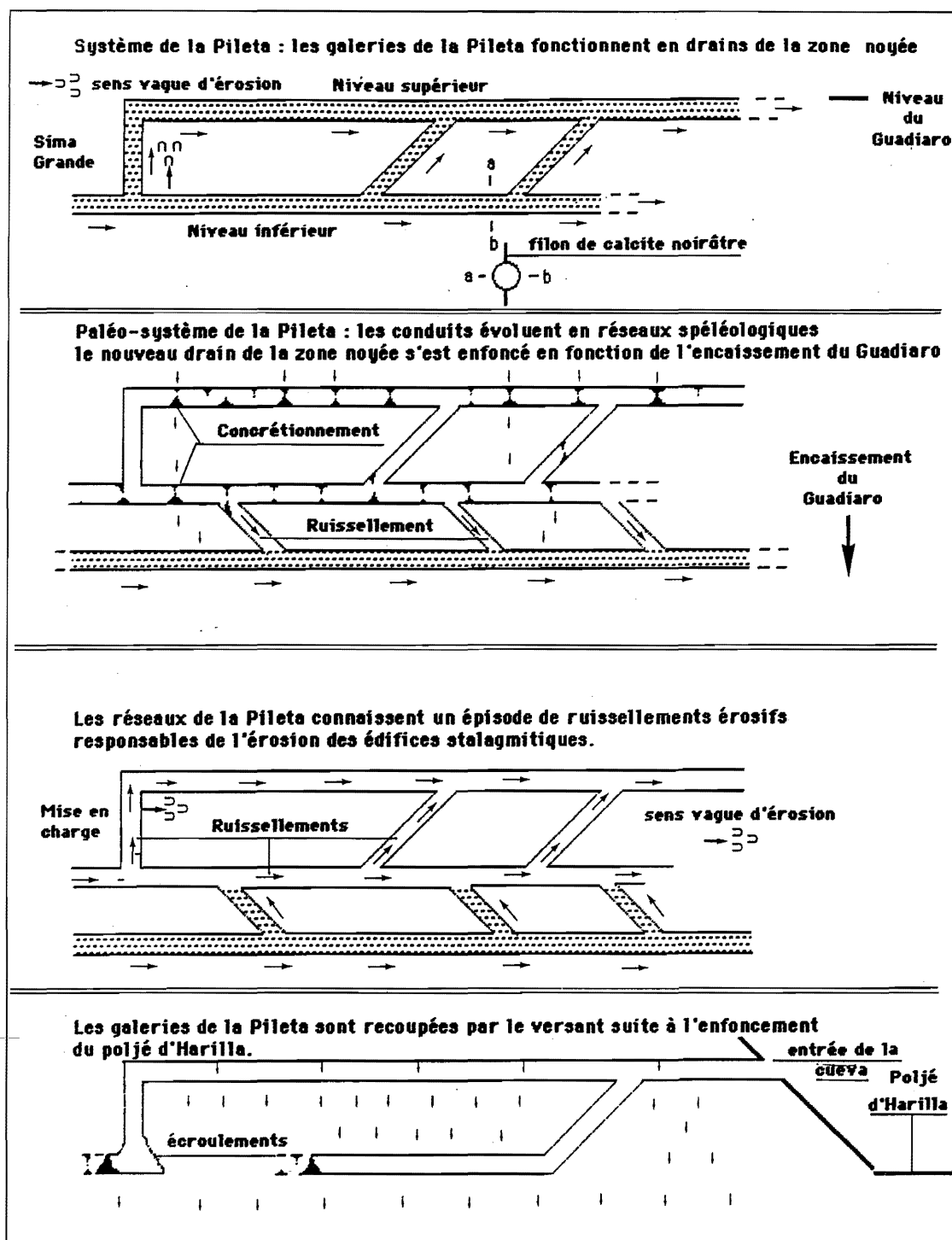


Figure III.51 -Évolution schématique des galeries de la Cueva de la Pileta

derniers stades d'enfoncement du Guadiaro.

développement de ses réseaux qui totalisent près de 8 kilomètres (Plan H.T.).

2. LE COMPLEXE SOUTERRAIN HUNDIDERO-GATO

Le complexe souterrain Hundidero-Gato est, sans conteste, le phénomène souterrain majeur de la Serranía de Grazalema, à la fois, par l'ampleur de ses galeries et le

Situé à l'extrémité septentrionale de la Sierra de Líbar-Algarrobo, le complexe souterrain Hundidero-Gato doit une part de sa genèse, de son évolution et de son fonctionnement aux pertes du río Guadares. Le bassin-versant de ce río qui prend sa source sur le rebord méridional de la Sierra del Endrinal, correspond aux collines gréseuses des Sierras Peralto-Cumbres-

Alcornocales (Carte morphologique H.T.). Il s'écoule vers le NNE conformément au dispositif structural, puis décrit un large coude vers l'E pour venir buter contre l'extrémité septentrionale de la Sierra de Lfbar. Il longe alors les revers structuraux du Hacho et du Cerro Tavizna avant de s'encaisser dans les calcaires jurassiques. Au delà de profondes et courtes gorges, le río marque un brusque coude vers le S et se perd dans le vaste porche del Hundidero (593 m). Le Guadares souterrain traverse la

structure en demi-horst d'Algarrobo pour resurgir dans la vallée du Guadiaro au niveau de la Cueva del Gato (423 m).

L'Hundidero était parcouru par le río Guadares avant la construction à l'entrée des gorges d'un barrage à vocation hydroélectrique : le Pantano de Montejaque (Figure III.52). Cette retenue, dès sa mise en eau en 1924, a été le siège de nombreux soutirages par lesquels s'échappaient les eaux pour rejoindre le réseau souterrain Hundidero-Gato. Les travaux de colmatage de ces pertes

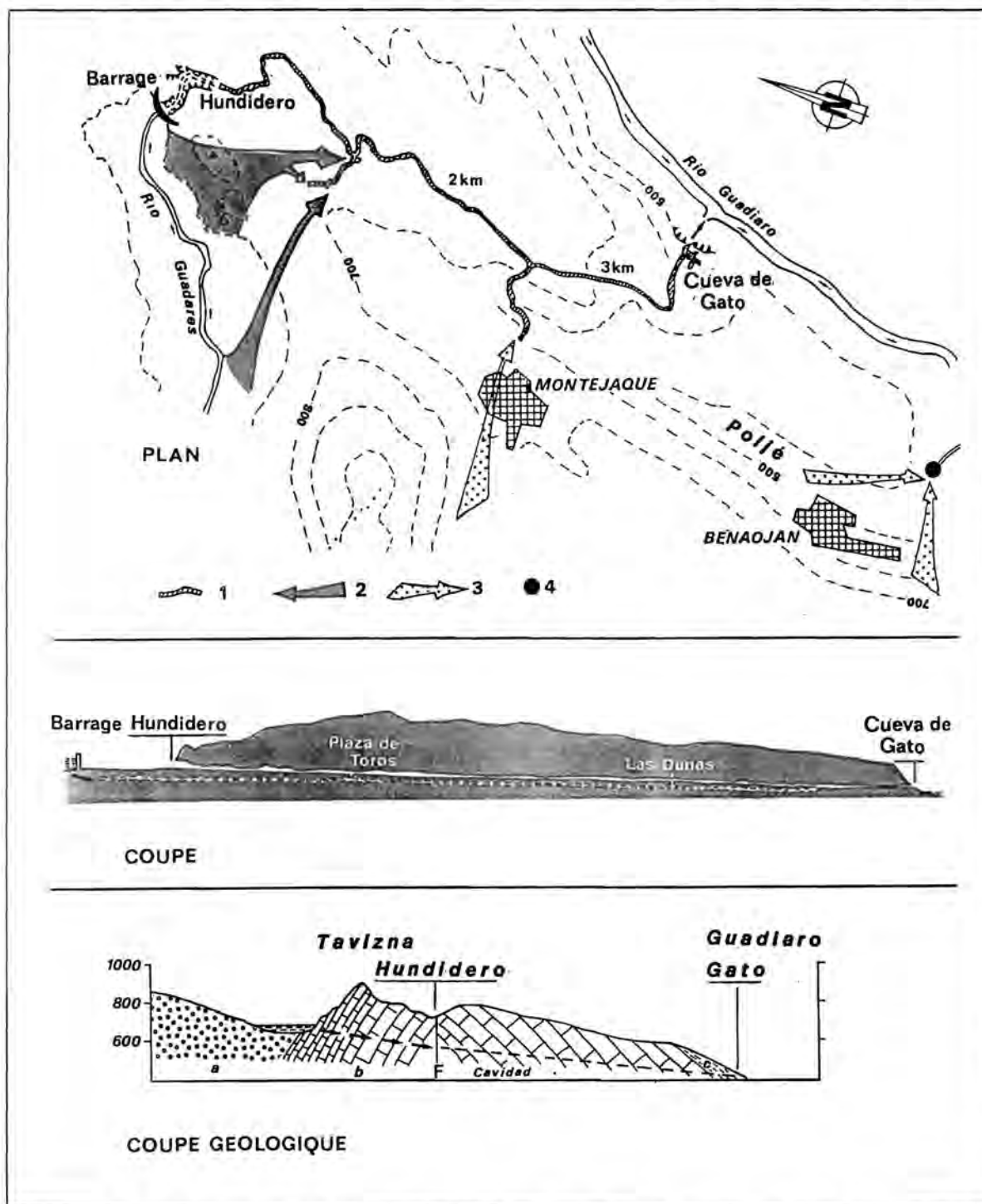


Figure III.52 - Le complexe souterrain Hundidero-Gato dans son environnement morpho-structural

1 : Réseau souterrain ; 2 : Connexions entre le Guadares et le réseau souterrain ; 3 : Affluent karstique s.s. ; 4 : Emergence de Benaiojan ; a : Grès numidiens ; b : Calcaires pénibétiques jurassiques.

qui durèrent une dizaine d'années, ne vinrent pas à bout des fuites. Cette retenue fut, dès lors, abandonnée.

L'étude de ce "système" souterrain s'organise autour de deux approches complémentaires : l'étude spéléomorphologique et l'analyse hydrogéologique. Par cette double approche, le "système" Hundidero-Gato apparaît plus complexe qu'une simple traversée hypogée d'un cours d'eau et permet de définir plusieurs phases de karstification.

2.1. Étude spéléomorphologique del Hundidero-Gato

Vaste canyon souterrain de plus de 70 m de hauteur pour une largeur de 10 à 20 m, l'Hundidero est accidenté par de profonds bassins successifs qui correspondent en fait à des méga-marmites de géants d'une dizaine de mètres de diamètre n'étant plus fonctionnelles à cause du barrage (Plan H.T.). Une galerie perchée, elle-même occupée par deux anciennes méga-marmites (Lagos Blanco et Negro), permet de court-circuiter par le haut une galerie siphonnante rejoignant le réseau principal au pied de la Sima Calypso (P 15). De ce point jusqu'à la Sala de los Gours, se succèdent des marmites-bassins et de rues d'eau, séparées par des seuils polis ou des tronçons méandriformes.

Globalement jusqu'à la Sala de los Gours, la galerie présente un profil en canyon de 30 à 50 m de hauteur dont la base est généralement surcreusée. Au niveau de la Sala de los Gours, la galerie prend de l'ampleur et est ornée en rive droite par une cascade de gours qui s'étage sur une vingtaine de mètres ; ces gours sont séniles bien qu'ils puissent occasionnellement se remplir lors des périodes de hautes eaux. Au delà de cette salle et jusqu'à la "Plaza de Toros", le réseau se profile en une large galerie méandriforme aux parois couvertes de concrétionnement ; le fond de cette galerie est baignée par un lac. Ce dernier possède un caractère pérenne (Lago Cienada) aux abords de la "Plaza de Toros" ; ce qui n'était pas le cas en amont. C'est, en effet, au niveau de ce lac que réurge une partie des pertes du Pantano de Montejaque.

La "Plaza de Toros", vaste salle d'effondrement circulaire de 60 m de diamètre, reçoit plusieurs réseaux affluents ; l'un de ceux-ci est perché à près de 30 m de hauteur : "la Galeria de las 30 banderillas" (G.S.M., 1986). Les écoulements qui drainent ces galeries, proviennent essentiellement des soutirages du *pantano*. Ces réseaux ont été, d'ailleurs, bétonnés dans le vain espoir de lutter contre la vidange karstique de la retenue. Ce colmatage artificiel a eu, par contre, pour effet, lors des hautes eaux, d'engendrer de puissantes mises en charge entraînant la réactivation d'anciennes galeries perchées (Galeria de las 30 banderillas) et, par effet de pression, la chute de pans entiers de paroi du canyon (coulées stalagmitiques).

La connexion entre les pertes du Pantano de

Montejaque et le réseau spéléologique est effective lorsque la retenue a atteint un certain niveau (côte 648 m) qui correspond approximativement à une débit moyen du Guadares d'1,5 m³/s. En deçà de cette côte, les fuites de la retenue rejoignent un réseau inférieur non connu sur le plan spéléologique.

De la "Plaza de Toros" jusqu'au Cabo de las Tormentas, la galerie ample dans sa partie supérieure présente un surcreusement basal pouvant atteindre en certains endroits une trentaine de mètres. Les parois sont généralement recouvertes par des coulées stalagmitiques ; la présence de stalagmites (Sala de la Gran Estalagmita) atteste que le réseau n'est que temporairement drainé. En période de hautes eaux, cette partie du réseau est, par contre, parcourue par un véritable torrent souterrain. Une station de jaugeage y a été installée durant les travaux du barrage de Montejaque afin d'appréhender le fonctionnement hydrologique du Guadares souterrain (la "Presa du km 1,5" de la traversée spéléologique).

Au niveau du coude du Cabo de las Tormentas, une partie de ces écoulements temporaires se perd ; cette perte fonctionne en "estavelles" lors des hautes eaux. D'autres "pertes-estavelles" jalonnent le lit de la "Galeria del Aburrimiento". Cette galerie présente un surcreusement de 6-7 mètres et est accidentée par une succession de bassins-marmites. Au dessus du surcreusement, subsistent des témoins de planchers stalagmitiques brunâtres qui scellent des formations détritiques. Ces formations composées essentiellement de galets peuvent atteindre localement plusieurs mètres d'épaisseur (3 à 5 m). Les planchers stalagmitiques sus-jacents, présents de manière plus ou moins nette dans toute la première partie de la traversée, est particulièrement bien visible aux abords du "Salto del Angel".

La Galeria del Aburrimiento reçoit sur sa rive droite, au niveau du Km 2,6, une galerie affluente : la "Galeria Nueva" ou "Affluent de Montejaque" dont le bassin d'alimentation serait le fossé d'effondrement inscrit entre le Hacho et le Canchuelo. Un siphon marque le terme-amont de cette galerie. Lors des périodes de fortes précipitations, ce réseau concrétionné est parcourue par des ruissellements.

Au delà de cette confluence, le réseau spéléologique change de physionomie. Il présente un profil en "trou de serrure". Cette galerie de vastes dimensions (10 m de large) rejoint à l'aval la "Sala de las Dunas" caractérisée par un épais dépôt de sables.

Au niveau de cette salle et en rive gauche, s'ouvre une perte d'une quinzaine de mètres de profondeur — la "Sima de las Dunas" — qui permet d'accéder à un réseau actif cascasant sur une cinquantaine de mètres de développement ; ce réseau inférieur est barré à l'amont et à l'aval par des pseudo-siphons liés à des coulées



Photo 25 - Le "lac" de retenue du *pantano* de Montejaque sur le río Guadares (extrémité septentrionale de la Sierra de Libar-Serranía de Grazalema). C'est à l'aval de ce barrage (non visible car situé dans la petite gorge située au pied du relief à gauche de la photo) que s'ouvre la Cueva del Hundidero (cf. Figure III.52 et plan H.T.).

Photo J.J. Delannoy

Photo 26 - Porche d'entrée de la Cueva del Hundidero qui correspond à l'ancienne perte du río Guadares (antérieurement à la construction du barrage de Montejaque). Dans le rond matérialisé sur la photo, on relève un personnage descendant en rappel ce porche qui donne ainsi l'échelle de ce porche (cf. Figure III.52).

Photo J.J. Delannoy



Photo 27 - Galerie de la traversée spéléologique Hundidero-Gato (salle de la Plaza de Toros). On remarquera le matériel détritique qui a été amené dans l'endokarst par le río Guadares ((cf. Plan H.T.).

Photo J.M. Bernal García

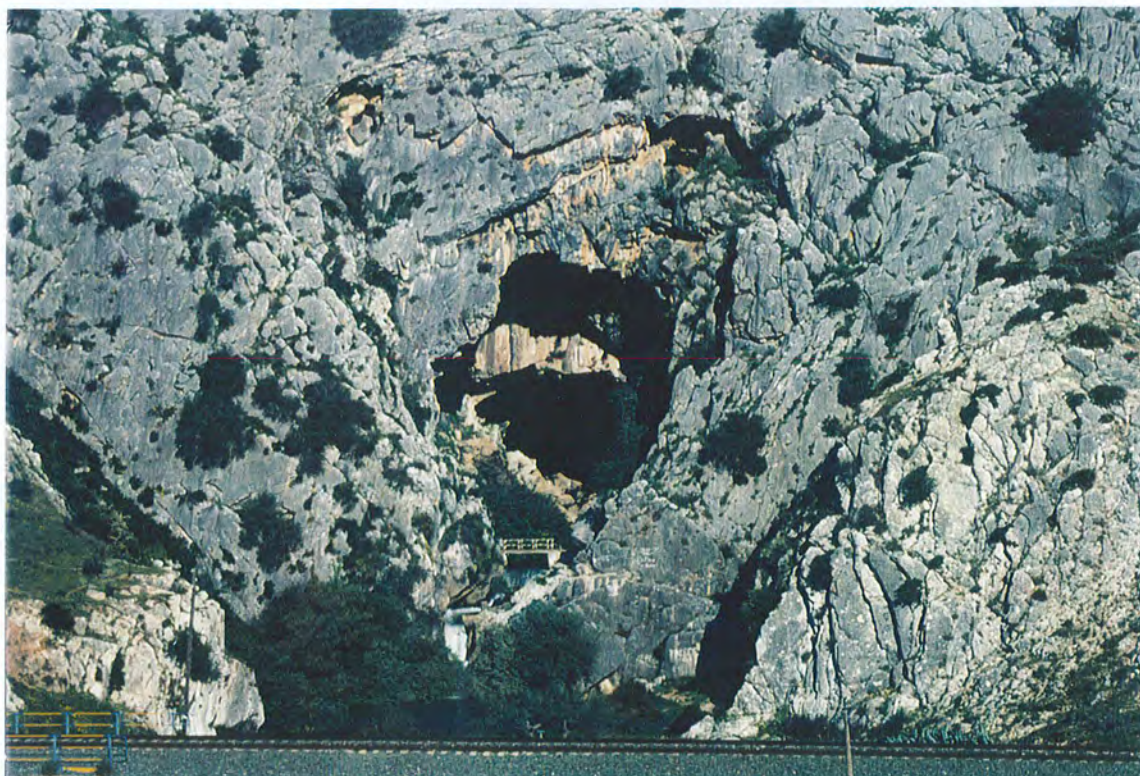


Photo 28 - Porche de la Cueva del Gato qui débouche en rive droite du río Guadiaro. Cette cavité correspond à la résurgence du río Guadares. On relève sur cette photo la morphologie initiale en conduite forcée de cette cavité qui a été ensuite surcreusée (canyon inférieur) par des écoulements à surface libre. Ce passage de la zone noyée à la zone vadose est l'expression visible de l'incision basale de la vallée du Guadiaro (cf. Figure III.53).

Photo J.J. Delannoy.

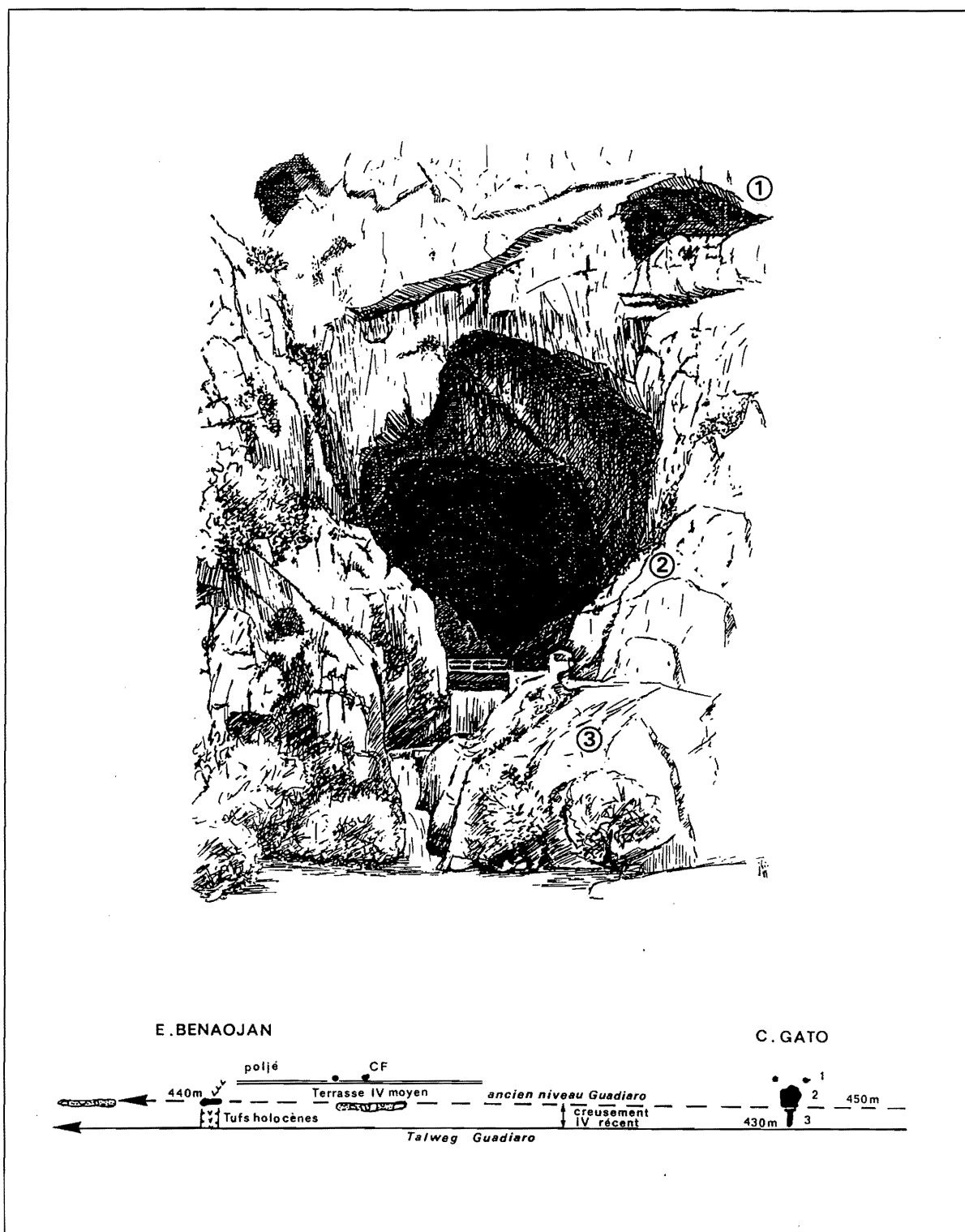


Figure III.53 - Aspects morphologiques et position morphogénique de la Cueva del Gato

1 : Entrées supérieures ; 2 : Entrée de la cueva ; 3 : Gorge de raccordement.

stalagmitiques. Lorsque la Galerie del Aburrimento est parcourue par le torrent souterrain, les écoulements viennent se perdre dans cette *sima*. Cependant au delà d'un débit de l'ordre de $5 \text{ m}^3/\text{s}$, le réseau souterrain inférieur s'engorge et entraîne une mise en charge partielle de la Sala de las Dunas et le drainage du réseau spéléologique jusqu'à la Cueva del Gato : la "Galeria del Gato".

Ce dernier tronçon se caractérise par une ample galerie en "conduite forcée" légèrement surcreusée. Au niveau du "Paso de las Oclas", une petite galerie en "conduite forcée" accidentée de marmites court-circuite la galerie principale ; ce court passage peut s'envoyer en période de très hautes eaux. A l'aval, la galerie prend de l'ampleur tout en devenant plus chaotique.

Non loin de l'émergence, un système de réseaux cutanés de paroi, agencé à la fois aux dépens en fonction de la stratification sub-v verticale (70 à 80 °) et des fissures de détente (proximité du versant), permet de rejoindre 30 m en contre-haut une galerie fortement concrétionnée.

Enfin, au débouché de la Cueva del Gato, confluent un affluent pérenne au régime régulier ("Affluent Km 3,8") et les eaux du Guadares souterrain qui possèdent de fortes variations de débit.

La vaste Galeria del Gato qui débouche en rive droite du Guadiaro, est perchée à une vingtaine de mètres au dessus du talweg de ce río. Les eaux de la Cueva del Gato rejoignent le Guadiaro par une courte gorge de raccordement (Figure III.53).

Au terme de cette rapide description, il est possible de retenir les caractères spéléomorphologiques suivants :

- ce réseau spéléologique se caractérise par une galerie de vastes dimensions dont la morphologie évolue au fur et à mesure de la traversée. On passe, en effet, progressivement d'un réseau en "canyon" à une galerie en "conduite forcée" ;
- l'ensemble du réseau est affecté par un surcreusement. Néanmoins, celui-ci n'a pas partout la même importance et physionomie. Dans la première partie du réseau (Hundidero-Sala de los Gours), il se caractérise, à la fois, par des méga-marmites de géants, des tronçons méandriques pentus, et des "shunts" siphonnants. Entre la Plaza de Toros et le Cabo de las Tormentas, il se profile en une entaille pouvant atteindre une vingtaine de mètres de profondeur et dans la Galeria del Aburrimiento par une incision méandrique de 6-7 mètres. En aval de la Sala de las Dunas, ce surcreusement est beaucoup moins marqué hormis au niveau du "shunt" du Paso de las Oclas ;
- le caractère temporaire des écoulements entre le Guadares (Pantano de Montejaque) et le réseau spéléologique présuppose l'existence d'un niveau inférieur au "drainage" pérenne dont il reste à définir les caractères hydrologiques ;
- l'existence de confluences, soit de réseaux spéléologiques (Affluent de Montejaque), soit de circulations pérennes au niveau de l'exutoire (Affluent Km 3,8) met en évidence des connexions entre des circulations karstiques s.s. et le parcours hypogé du Guadares ;
- enfin, il paraît important de relever le caractère relativement perché de la Cueva del Gato par rapport au talweg actuel du Guadiaro.

Si ces différents caractères constituent l'assise de l'approche karstogénique, l'étude hydrogéologique qu'il est possible de réaliser ici, permet de saisir le fonctionnement actuel de ce système karstique.

2.2. Le fonctionnement actuel du système karstique Hundidero-Gato par l'approche hydrogéologique

Il peut paraître paradoxal de vouloir étudier le fonctionnement actuel du complexe souterrain Hundidero-Gato alors que celui-ci est perturbé par l'existence physique du barrage de Montejaque. Cette déconnexion n'est, en fait, qu'apparente. En effet, il existe de nombreuses communications entre ce *pantano* et le réseau souterrain ; communications qui se sont manifestées dès la mise en eau du barrage en 1924 où plusieurs m³/s rejoignirent l'endokarst, laissant en une dizaine de jours le barrage vide.

Afin de localiser les points de fuite, de les quantifier et, enfin, de résoudre les problèmes d'étanchéité de cette retenue, de nombreuses expériences de traçages et études hydrogéologiques ont été réalisées (Compania Sevillana de Electricidad, inédits et 1968 ; R. Théron, 1973). Ces nombreux rapports constituent un support intéressant pour appréhender les relations hydrologiques actuelles entre le Guadares et el Hundidero-Gato. C'est, cependant, le travail de J. Benavente et A. Mangin (1984) sur les relations précipitations-débit de la Cueva del Gato qui permet de définir avec acuité le fonctionnement hydrogéologique global de ce système s.s.

2.2.1. Les apports des anciennes campagnes de traçage

Les fuites qui affectent le Pantano de Montejaque, sont nombreuses et diffuses. Il est, cependant, possible de localiser deux zones privilégiées :

- l'une se situe aux abords du contact de la couverture crétacée et des calcaires jurassiques. Elle correspond, essentiellement, à la fissuration des calcaires pénibétiques et au décollement des marnes crétacées sur les assises jurassiques redressées quasi à la verticale. Cette zone n'est noyée que lors des fortes mises en charge du barrage ;
- le second secteur qui se localise dans le lit-même du Guadares, se caractérise par de nombreux soutirages dans les dépôts alluviaux. Ces pertes de fond représentent 70 à 80 % de l'ensemble des fuites de la retenue. Certains de ces soutirages, comme "l'Hundidero Chico", correspondent à d'anciennes pertes colmatées par les alluvions qui ont refonctionné sous l'effet de la pression hydraulique des premières mises en eau du *pantano* (Figure III.54).

Globalement, on note un accroissement sensiblement linéaire du débit des pertes en fonction du niveau de la retenue. Il atteint 4 m³/s pour la cote 680 et, dès la cote 646, le débit des pertes dépasse déjà le débit d'apport moyen annuel du Guadares qui est de l'ordre de 0,8m³/s. Cet apport du Guadares correspond à seulement 38 % des précipitations tombées sur son bassin-versant ! Ce faible rendement hydraulique est rapporté à des pertes diffuses rejoignant le karst sous-jacent sinon tout au long du cheminement-aval du Guadares au moins bien en amont du barrage de Montejaque. Des traçages ont été réalisés au

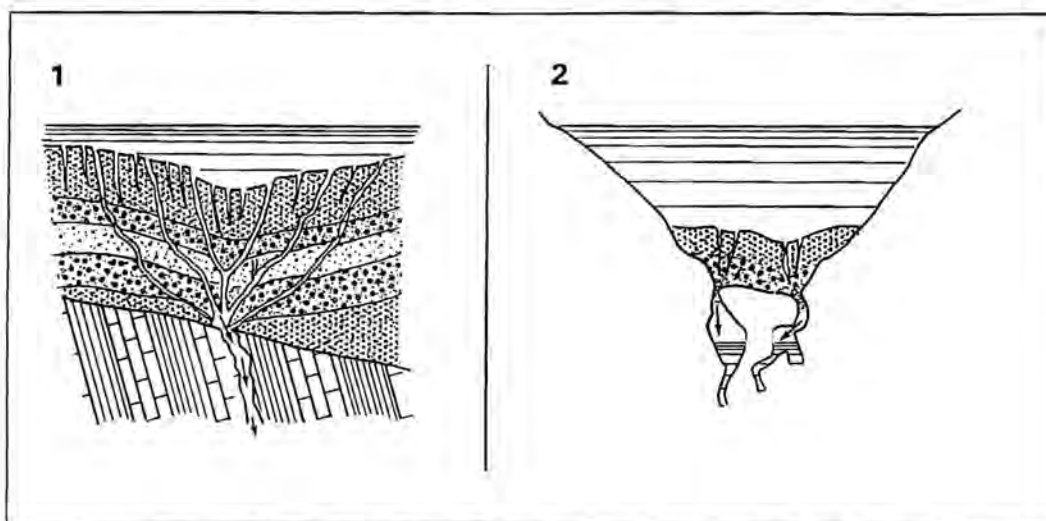


Figure III.54 - Exemples de pertes de fond du Pantano de Montejaque

1 : Perte de fond de la Vegueta (marno-calcaires crétaqués) ; 2 : Perte de fond aux abords des calcaires pélobétiques. D'après observations de la Sevillana de Electricidad- 1930.

niveau des pertes du Pantano de Montejaque afin d'en définir les points de résurgence.

Plusieurs essais de traçages au sel ont été effectués dans les années 1930 (1932-1933-1934). Deux techniques ont été utilisées. La première consiste à répandre la solution salée dans le lac de retenue et de poursuivre l'échantillonnage jusqu'à la vidange complète du lac. La seconde repose sur l'injection directe du sel dans les pertes lorsque la retenue est quasiment vide (Tableau III. 11).

Les différents traçages indiquent qu'une part importante des pertes du *pantano* ressort dans le réseau

spéléologique Hundidero-Gato, entre l'amont de la Plaza de Toros et la "Presa" (entre le Km 1 et le Km 1,5 de la traversée). Cependant, en fonction du niveau de la retenue et implicitement du débit des pertes, on relève des variations de concentration au km 1,5 de l'Hundidero (Presa). Lorsque le niveau du lac est élevé (640-660), 60 à 70 % du sel déversé passent par le Km 1,5 ; quelques 6 à 7 % du traceur résurgent plus en aval et de manière plus diffuse. Lors des traçages réalisés lorsque la retenue est en deçà du niveau 640, on note que seul un pourcentage relativement faible du traceur rejoint le réseau spéléologique (30 %). Enfin, lors d'un essai par injection

Description et date du traçage	Niveau du barrage (m)	Quantité de sel (kg)			Rapport entre les pertes du barrage et le débit au Km 1,5 et 3,8	Observations à partir de l'expérimentation
		Injectée au barrage	Passée par le Km 1,5	Passée par le Km 3,8		
Injection au niveau de la perte de l'Hundidero Chico. Le niveau du barrage couvre la zone de l'Hundidero Chico. Déc. 33	650 m à vide	6000	1300	1300	Entre barrage et Km 1,5 : 22 % Entre 1,5 et 3,8 : 0	Cet essai a été réalisé dans de bonnes conditions. Le fort débit du cours d'eau après l'injection permet de supposer que la totalité du sel injecté est ressorti. Résultat par excès.
Injection au niveau de la perte de l'Hundidero Chico. La perte a été isolée du barrage et est alimentée en permanence. Avril et Mai 1934	Vide	7000	1500	1500	Entre barrage et Km 1,5 : 21 %	Conditions moins favorables que l'essai précédent. Une certaine quantité de sel est restée dans le système souterrain du fait du tarissement du cours d'eau souterrain au niveau du Km 1,5. Résultat par défaut.
Injection dans le barrage mai-33	653 à vide	30000	18000	20000	Entre barrage et Km 1,5 : 60 % Entre Km 1,5 et 3,8 : 6%	Très bonnes conditions. Le haut débit du cours d'eau laisse supposer qu'il n'est pas resté de sel dans le système Hundidero-Gato.

Tableau III.11 - Expériences de traçage au sel au niveau du Pantano de Montejaque
d'après les travaux de la Sevillana de Electricidad (inédits)

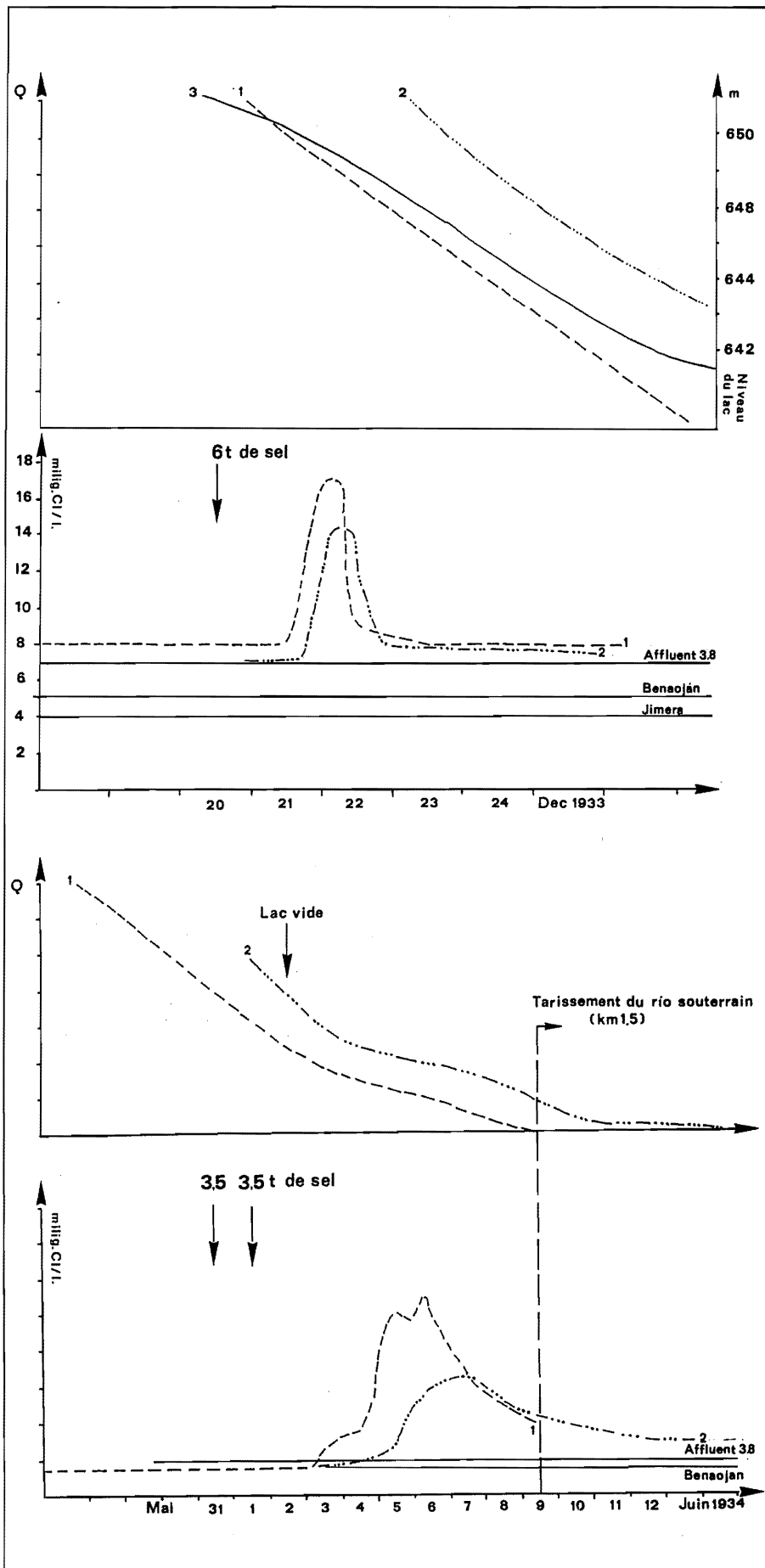


Figure III.55 -
Les expériences de traçage
au sel sur les pertes du
Pantano de Montejaque

D'après travaux de la
Sevillana de Electricidad
1933 - 1934.

directe dans la perte de l'Hundidero-Chico, soutenue par une injection en continu de 100 l/s, seuls 20 % du traceur sont passés au niveau du Km 1,5 (Figure III.55). L'ensemble de ces observations confirme l'existence d'un niveau inférieur qui collecte les écoulements pérennes.

Durant ces expériences, des mesures de vitesse ont été calculées à partir des différents points de la retenue. La vitesse de passage du traceur entre le lac et le réseau spéléologique (Km 1,5) est comprise entre 130 et 160 m/h pour une distance d'un kilomètre, soit un ordre de grandeur caractéristique d'un drainage souterrain évolué.

Cela confirme que les communications entre ces deux points existaient bien avant la mise en eau du barrage.

Afin de connaître les autres points potentiels de résurgence du Guadares, "l'Affluent du Km 3,8" qui sourd au niveau du porche del Gato et l'émergence de Benaolán ont été suivis durant les expériences de traçage au sel. Aucune trace de sel n'est apparue durant la période de prélèvements ce qui permet d'exclure l'existence de relation directe entre le *pantano* et ces circulations karstiques. Cela est, par ailleurs, visible en période de

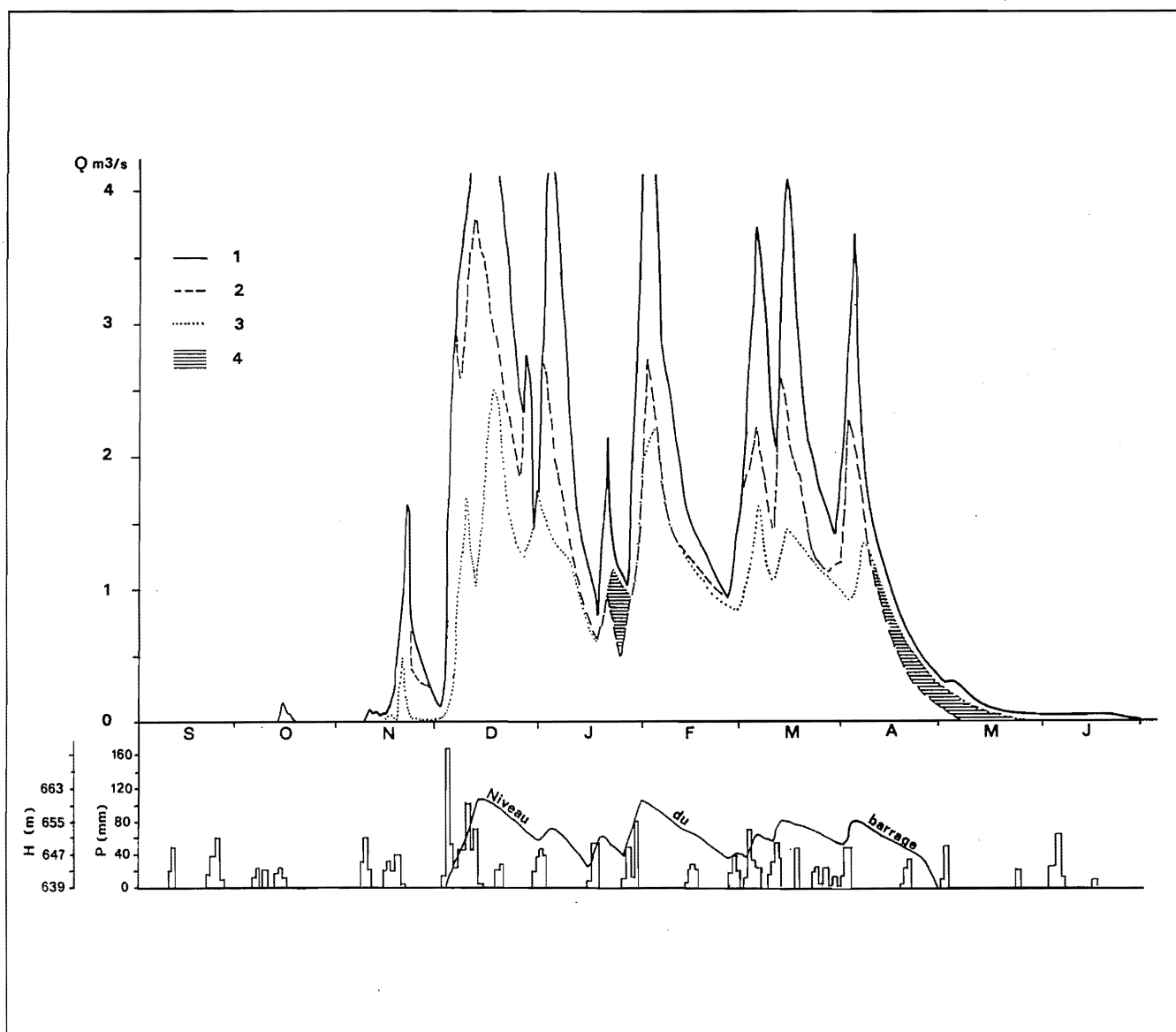


Figure III.56 - Comparaison des débits des pertes du Pantano de Montejaque et du cours d'eau souterrain temporaire du complexe spéléologique Hundiadero-Gato aux Km. 1,5 et 3,8 .

- 1 : Courbe des débits au Km 3,8 (affluent exclu) ;
- 2 : Courbe des débits au Km 1,5 ;
- 3 : Courbe des débits des pertes du barrage ;
- 4 : Partie des pertes ne passant pas par le Km 1,5.

Sur ces courbes, on remarque clairement qu'en temps de pluie le débit du Km 1,5 du réseau spéléologique Hundiadero-Gato est supérieur aux pertes du pantano et inversement qu'en temps plus sec, le débit des pertes du barrage est supérieur au cours d'eau passant au Km 1,5 du réseau spéléologique. Cela signifie qu'il existe des apports extérieurs et que la totalité des pertes ne passent pas par le Km 1,5.

fortes pluies : les eaux du Guadares sont très turbides alors que les eaux de "l'Affluent du Km 3,8" et de l'émergence de Benaolán restent relativement claires.

L'étude comparative du débit des pertes du *pantano* et des écoulements souterrains enregistrés dans le réseau spéléologique au niveau du Km 1,5 et du Km 3,8⁽¹⁾ apporte les informations suivantes (Figure III.56) :

- par temps de pluie, les débits du Km 1,5 sont supérieurs au total des pertes de la retenue ce qui suppose des apports extérieurs. Ces apports pourraient provenir de l'aquifère "épikarstique" qui se développe aux abords du Guadares ; on remarque, en effet, au début d'une période de très fortes précipitations un fonctionnement temporaire en "estavelle" de certaines pertes de la retenue de Montejaque ;
- les débits des pertes durant la vidange du lac s'apparente à une fonction linéaire du niveau du lac ;
- à la fin de la vidange du lac, les débits au Km 1,5 sont inférieurs au total des pertes. Durant cette même période, le débit au Km 3,8 est sensiblement similaire au Km 1,5 ; ce qui exclut l'existence de résurgences entre ces deux points et signifie implicitement que le déficit enregistré au Km 1,5 n'apparaît pas vers l'aval ;
- enfin, il existe, par ailleurs, un net décalage de 4 à 8 jours entre les crues du Guadares souterrain et de "l'Affluent du Km 3,8".

De l'ensemble de ces observations réalisées à partir des études de la *Compania Sevillana de Electricidad*, on peut retenir les faits suivants :

- le réseau spéléologique Hündidero-Gato correspond à un collecteur temporaire particulièrement actif lors des crues du Guadares ;
- en basses eaux, le Guadares par l'intermédiaire des pertes diffuses dans son lit, rejoint un réseau inférieur non connu sur le plan spéléologique ;
- la restitution du traceur quel que soit le débit des pertes, a été toujours partielle lors de ces campagnes de traçages ; ce caractère soulignerait une importante mémoire du karst qui n'a pu être intégrée du fait d'une durée de prélèvements trop limitée ;
- la confluence, au niveau de la Cueva del Gato, d'un affluent karstique (Affluent du Km 3,8) n'ayant aucun rapport direct avec le Guadares. Cet affluent possède des variations de débit beaucoup plus pondérées que le Guadares souterrain et des pics de crue décalées de plusieurs jours.

L'ensemble de ces remarques dénote que le fonctionnement hydrogéologique actuel du "système Hündidero-Gato" est beaucoup plus complexe qu'un simple percée hypogée du Guadares. L'approche hydrogéologique menée par J. Benavente et A. Mangin (1984) permet de définir le fonctionnement actuel de ce système karstique.

2.2.2. Les apports des relations pluies-débit au travers de l'approche systémique

L'étude réalisée par J. Benavente et A. Mangin (1984) repose sur l'analyse des relations pluies-débit et sur des analyses corrélatoires et spectrales (A. Mangin, 1981). Cette démarche méthodologique a été appliquée sur une série de 6 ans (fin Novembre 1970-fin Octobre 1976) prenant en compte les précipitations moyennes journalières relevées à Grazalesma et les débits moyens journaliers enregistrés à la Cueva del Gato ("Affluent du Km 3,8" compris).

L'hydrogramme unitaire (Figure. III.57) met en évidence un pic bien marqué qui suggère une bonne transmission de l'information-pluie et implicitement l'existence d'une structure de drainage développée (système peu inertiel ; *supra* : Livre I, I partie). Cet hydrogramme met, également, en valeur un renflement de la courbe vers le dixième jour suivi d'un long étalement de celle-ci qui suggère cette fois un système inertiel. Cela est, d'ailleurs, confirmé par les analyses corrélatoires et spectrales simples du débit (Figures III.58 et III.59) qui rendent compte, respectivement, d'une mémoire de l'ordre de 50 jours et d'un temps de régulation⁽²⁾ d'environ 40 jours ; ce qui corrobore la présence d'une zone noyée relativement importante jouant le rôle de régulateur hydrologique.

Ce double comportement est l'expression d'un fonctionnement binaire de ce système où se combinent deux types d'écoulement endokarstique :

- le premier est l'expression d'un système transmissif qui se caractérise par un temps de réponse court par rapport aux précipitations et par un effet régulateur quasi-nul. Ce système s'apparente pratiquement au comportement hydrologique d'un cours d'eau méditerranéen de surface. Ce comportement est, d'ailleurs, lié au parcours hypogé du Guadares ;
- le second correspond un aquifère karstique inertiel où "l'effet-crue" est fortement atténué et différé dans le temps et pour lequel la durée de réponse impulsionnelle⁽³⁾ est importante. "L'Affluent du Km 3,8" peut être considéré comme l'exutoire principal de ce système. Les caractères hydrochimiques (relative stabilité de la chimie de ses eaux et des températures) corroborent cette attribution. Il est, d'ailleurs, possible qu'une partie des eaux du Guadares, voire la totalité des écoulements d'étiage, rejoignent cet aquifère karstique. Ceci permettrait d'expliquer la perte systématique de 20 à 30 % des écoulements qui avait été relevée lors des différentes expériences de traçage.

(1) L'Affluent Km 3,8 n'est pas pris en compte.

(2) Le temps de régulation correspond à la durée d'influence d'une impulsion-pluie.

(3) Temps de régulation.

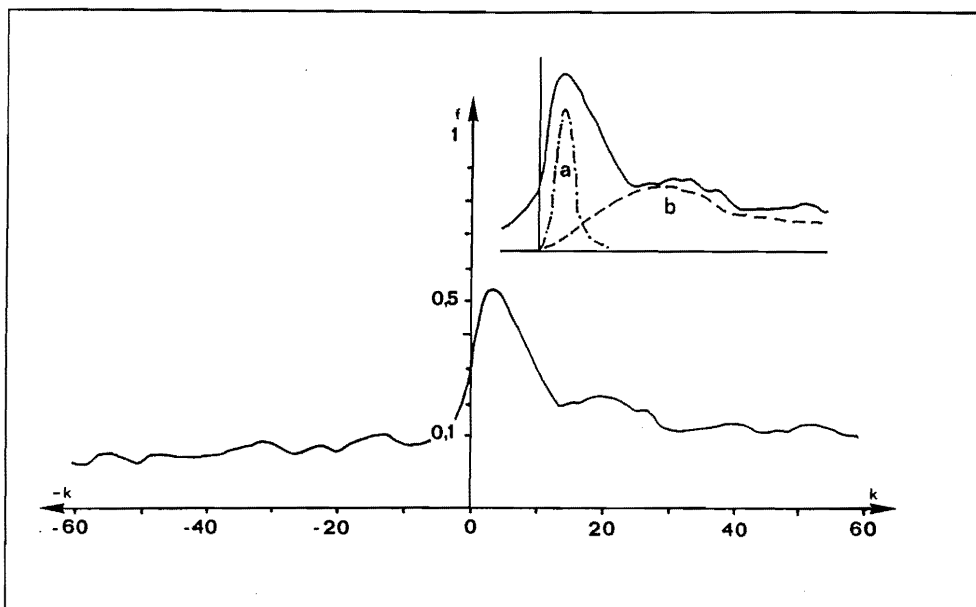


Figure III.57 -
Corrélogramme
croisé des pluies et
débits du système
karstique du Gato

*a : système peu inertiel, écoulements rapides "superficiels" (Guadares souterrain) ;
b: système inertiel correspondant au drainage karstique du système hydrogéologique du Gato.*
J. Benavente et A. Mangin, 1984.

Figure III.58 - Analyse des chroniques des pluies (A : Grazalema) et des débits de l'émergence du Gato (B). Corrélogramme croisé-courte durée

Ce corrélogramme souligne la faible vitesse de décroissance des débits du Gato. La valeur de 0,2 - 0,1 est atteinte seulement au bout de 45 à 55 jours ; ce qui met en évidence un "effet mémoire" important du système du Gato.

J. Benavente et A. Mangin, 1984.

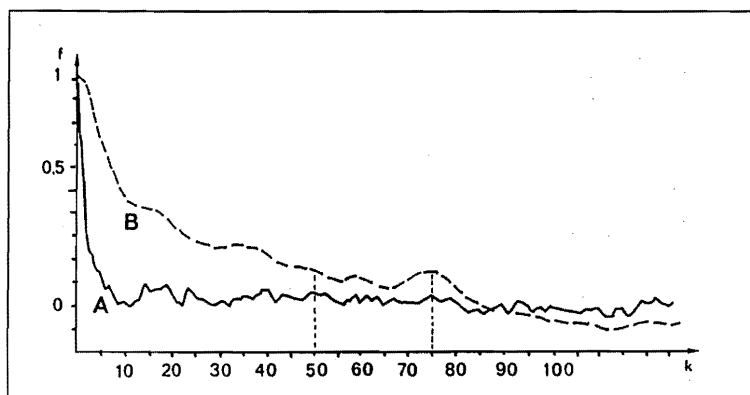
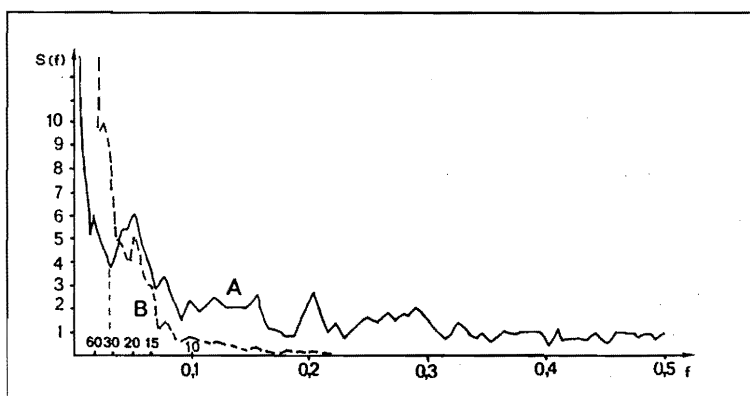


Figure III.59 : Analyse des chroniques des pluies (A : Grazalema) et des débits de l'émergence du Gato (B). Spectre de densité de variance-courte durée

L'analyse spectrale fournit une information sur la longueur de la réponse impulsionnelle. La bande spectrale des débits (B) est relativement étroite : 0,1 - 0,15, ce qui indique que l'information pluie est pratiquement filtrée à partir de 7 jours. On remarque pour les basses fréquences une amplification du signal-pluie ; cet effet est imputable à la régulation du système du Gato et implicitement aux importantes réserves de ce système karstique. J. Benavente et A. Mangin, 1984.



2.2.3. Conclusions sur le fonctionnement actuel du système karstique

Au terme de cette double approche hydrogéologique, le système karstique Hundidero-Gato se caractérise actuellement :

- par un impluvium non karstique (les grès numidiens et la couverture crétacée) drainé par le río Guadares qui a pour effet d'introduire au niveau de l'Hundidero un apport concentré d'eau dans le karst. Ce phénomène est à l'origine d'un important développement de la karstification (le réseau Hundidero-Gato) et d'une structure de drainage transmissive ;

- par une autre structure de drainage qui apparaît, au contraire, capacitive et peu transmissive. Cette structure est caractéristique d'un système peu évolué ce qui apparaît d'emblée paradoxal au regard, d'une part, de la densité et du développement des morphologies karstiques de surface et, d'autre part, de l'ampleur des réseaux spéléologiques. Ce type de comportement peut être également l'expression d'un système ayant une structure endokarstique développée mais plus fonctionnelle. Dans ce cas, la reconstitution spéléogénique du complexe souterrain Hundidero-Gato en fonction de la morphogénèse régionale devrait permettre d'appréhender les causes de dysfonctionnement.

2.3. Essai de reconstitution spéléogénique du complexe souterrain Hundidero-Gato dans le cadre d'une approche globale

2.3.1. Le système karstique du Gato : le creusement des drains karstiques

La description del Hundidero-Gato a permis de distinguer une morphologie en canyon passant progressivement à une morphologie en conduite forcée. La morphologie en canyon peut être ici clairement rapportée au Guadares dont le potentiel érosif devait être conséquent (matériel abrasif provenant des grès numidiens). Vers l'aval, la morphologie en conduite forcée témoigne de son fonctionnement initial en drain s.s.

On retrouve là, sous une autre expression, une organisation binaire. La seule variante par rapport au fonctionnement actuel est que cette structure est clairement héritée ; on peut, donc, considérer le réseau spéléologique del Hundidero-Gato comme le témoin d'une structuration endokarstique dont la surface piézométrique devait se situer une centaine de mètres en contre-haut du niveau actuel. Cela signifie qu'à une période donnée, un paléo-Guadares a creusé un canyon souterrain (Hundidero) dont les eaux rejoignaient vers l'aval une zone noyée (dont le drain principal était la Galeria del Gato) qui était conditionnée par l'altitude de l'exutoire (lui-même dépendant du talweg du Guadiaro) (Figure III.60).

Dans ce contexte, on peut se demander si le puissant apport énergétique qu'était le Guadares, n'est pas également responsable du caractère développé du paléo-drain "del Gato". Par ailleurs, le fait que le Guadares ait été capturé par l'endokarst (*infra*), signifie qu'une structure endokarstique était, dès lors, fonctionnelle et suffisamment développée pour opérer cette capture. Il est évident au regard du gabarit des galeries aussi bien en canyon qu'en conduite forcée, que le fonctionnement de cette ancienne structure endokarstique s'est maintenu sur une période relativement longue. Cette "durée" suppose une relative stabilité du potentiel de karstification et implicitement des conditions, à la fois, tectoniques et morpho-climatiques. En l'état actuel des connaissances, il est délicat d'aller plus loin.

L'assèchement de cette ancienne structure de drainage peut être ici rapporté à l'abaissement du niveau de base karstique, lui-même entraîné par une phase d'enfoncement du Guadiaro (Figure III.60).

L'étude géomorphologique permet d'appréhender la phase d'enfoncement du Guadiaro qui est à l'origine du caractère perché de la Cueva del Gato et des émergences de Benaolán et de Jimera de Líbar situées plus en aval. Il faut bien distinguer, ici, cette phase d'enfoncement, responsable du caractère perché de ces émergences, de

celle(s) qui est (sont) à l'origine du recouplement par le versant du drain s.s. del Gato.

Un kilomètre en aval de la Cueva del Gato, sur la rive droite du Guadiaro, subsiste un lambeau de terrasse perchée à une vingtaine de mètres au dessus du lit actuel du Guadiaro. Plus en aval, on relève également d'autres témoins de ce niveau alluvial, mais bien moins conservés. Cette terrasse se caractérise par un matériel grossier noyé dans une matrice sablo-graveleuse et légèrement induré sur lequel repose un sol hérité brunâtre fersiallitique. Comparativement aux systèmes de terrasses étudiés par R. Lhénaff (1977) et F. Diaz del Olmo (1986, 1988) dans les Cordillères Bétiques, ce niveau de terrasse peut être prudemment rapporté à un Pléistocène moyen récent.

Les cascades de tufs du Tajo de Ronda apportent des informations complémentaires. Cette accumulation carbonatée a clairement barré sur plus de 50 m le débouché cascade de cette gorge incisant les molasses miocènes (160 m d'encaissement). Les datations isotopiques permettent de rattacher ces formations à l'Eémien (95 500 B.P.). Ce calage chronologique permet d'affirmer que l'essentiel de l'entaille du río Guadalevín (un des principaux amonts du Guadiaro) est antérieur à l'Eémien. Ces formations carbonatées ont été postérieurement recreusées par le río qui a ensuite légèrement surcreusé son lit ; cette nouvelle phase de creusement peut être rapportée aux péjorations du Pléistocène supérieur, si on se réfère aux formations holocènes⁽¹⁾ présentes dans le fond de cette entaille.

Ces différents "calages" permettent de rapporter au Pléistocène supérieur le creusement basal du Guadiaro qui a contribué au perchement de la Cueva de Gato et des émergences de Benaolán et de Jimera de Líbar. Il est difficile d'être plus précis étant donné l'indigence des formations alluviales du Guadiaro, tout au moins dans de secteur. L'étude des formations endokarstiques del Hundidero-Gato permettent de préciser le cadre d'évolution du Guadiaro.

2.3.2. L'évolution du complexe Hundidero-Gato après son passage dans la zone vadose

Suite à l'abaissement de la surface piézométrique, on relève l'évolution morphologique suivante qui a surtout marqué le paléodrain (partie Gato).

La "Galeria del Gato", suite à son assèchement, est affectée par de nombreux phénomènes de détente mécanique qui ont quasiment occulté la morphologie initiale en en "conduite forcée" notamment à proximité du porche de la Cueva del Gato. L'importance des écroulements est, ici, liée à la proximité du versant (phénomènes de décompression) et au fort pendage des assises jurassiques (moindre résistance mécanique).

(1) L'âge holocène de cette formation est basé sur le matériel néolithique présent dans la masse tufeuse.

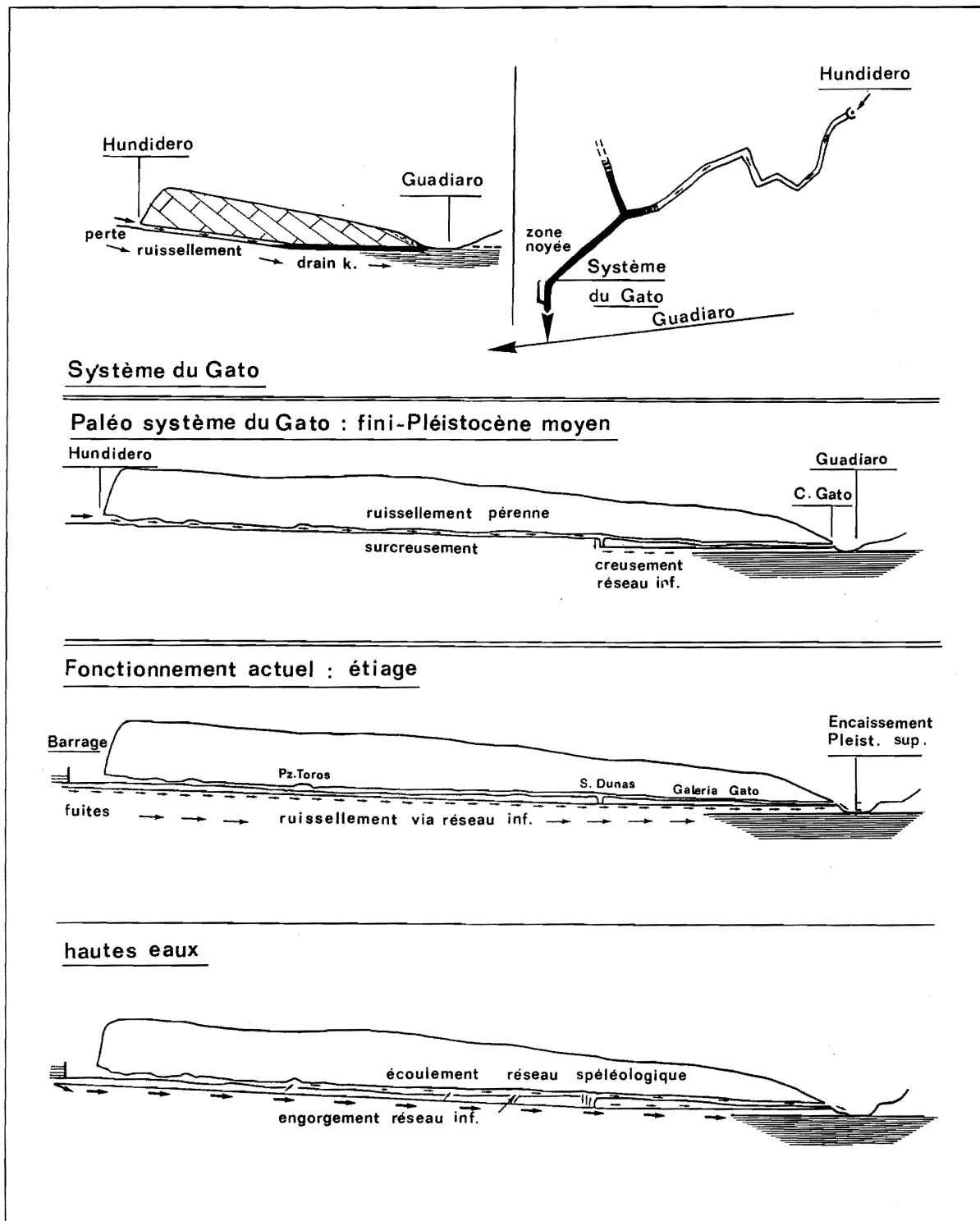


Figure III.60 - Schéma évolutif du complexe souterrain Hundidero-Gato

A : Le système du Gato. Les galeries du Gato fonctionnent en drains de la zone noyée à laquelle le réseau de l'Hundidero se raccorde (ruissellement) ;

B : La vallée du Guadiaro recoupe le système du Gato qui évolue en réseau spéléologique.

Ces processus de détente-écroulement apparaissent beaucoup moins présents dans la première partie de la traversée (Canyon del Hundidero). Les raisons de cette moindre présence sont les suivantes :

- la morphologie verticale du conduit est moins propice au développement d'importants effondrements ;

- le réseau, du fait même de son creusement par des écoulements à surface libre, a été soumis plus précocement aux équilibres mécaniques ;

- les produits des écroulements ont été, au fur et à mesure, déblayés par les écoulements torrentiels du Guadars ; ce qui n'est pas le cas de la galerie del Gato où

les processus mécaniques sont, pour l'essentiel, postérieurs à son fonctionnement en drain *s.s.* Une partie de ces blocs a, néanmoins, été évacuée (érosion *s.l.*) par les écoulements à surface libre (Guadares souterrain) qui ont parcouru ce paléo-drain, dans un premier temps de manière pérenne puis temporaire (jusqu'au fonctionnement actuel). L'étude des formations endokarstiques permet de suivre différentes phases d'écoulement à surface libre dans le réseau Hundidero-Gato.

Deux types de formations sont particulièrement présents dans cette cavité : les dépôts détritiques apportés par le Guadares et les spéléothèmes.

Une phase d'écoulement incrustant particulièrement bien marquée est à l'origine des cascades et planchers stalagmitiques qui scellent en divers endroits plusieurs mètres d'alluvions grossières du Guadares souterrain (galets numidiens). Ces formations stalagmitiques de couleur brunâtre présentent de nombreuses lamines noirâtres riches en matériel argileux qu'on peut attribuer, ici, à des écoulements incrustants du Guadares. Ces témoins sont essentiellement présents dans les deux premiers tiers de la traversée (jusqu'à la Sala de las Dunas). Cette distribution peut être attribuée au fait que ces écoulements incrustants ne circulaient pas dans la "Galeria del Gato" mais rejoignaient le niveau inférieur par l'intermédiaire de la Sima de las Dunas ; ce qui signifierait que le creusement de ce réseau inférieur est antérieur à cette formation carbonatée (Figures III.61 et III.62). Les datations réalisées sur cette génération de plancher stalagmitique sont peu fiables du fait de la forte teneur en argile qui handicape les analyses. Néanmoins, le fait de retrouver sur les différents échantillons datés, une tranche d'âge relativement similaire située entre 95 et 75 000 B.P., autorise avec prudence à rattacher ces formations à l'optimum éémien. Dans cette hypothèse, le creusement du réseau inférieur serait antérieur à l'Eémien.

Nous rapportons à cette même phase de creusement, le surcreusement de la galerie qu'on peut observer dans toute la première partie du réseau (canyon et conduite forcée comprise). Ce surcreusement est particulièrement net jusqu'à la Sala de las Dunas, ce qui soulignerait la relative filiation entre cette incision et le creusement du réseau inférieur. Ce surcreusement est anté-éémien comme en témoigne les planchers datés qui scellent le matériel détritique. La présence de ce matériel qui peut atteindre plusieurs mètres, met en évidence "une" phase de remblaiement postérieure au surcreusement et antérieure à l'Eémien (plancher stalagmitique).

Le fait que "le" plancher éémien soit perché 5 à 12 mètres au dessus du fond "actuel" de la galerie, suppose une nouvelle phase d'incision par les eaux courantes. Cette incision a clairement recreusé ce plancher stalagmitique ainsi que la formation détritique avant de

surcreuser le *bed-rock*. Cette phase d'incision est particulièrement bien marquée à l'amont. A l'aval de la Sala de las Dunas, elle est moins nette et beaucoup plus localisée (Paso de las Oclas). Cette distribution de part et d'autre de la Sala de las Dunas est liée au fait que l'essentiel des écoulements transitaient à partir de cette salle vers le réseau inférieur. On peut se demander si cette nouvelle phase d'incision est significative de circulations pérennes ou si elle correspond à des écoulements temporaires liées aux seules crues du río Guadares. La reconnaissance de cette phase d'évolution est cohérente avec l'incision également post-éémienne du Guadiaro.

2.3.3. Conclusions

De l'ensemble de ces informations issues des formes et formations endokarstiques, on peut proposer le cadre d'évolution suivant pour ce complexe souterrain.

Au préalable, il apparaît important de préciser que l'entrée de la Cueva del Gato correspond au recoupement d'un ancien drain de la zone noyée par la vallée du Guadiaro. Ce recoupement est lié à un enfoncement du Guadiaro qui est, lui-même, responsable de la réorganisation progressive du drainage karstique et, implicitement, de l'assèchement de la "Galeria del Gato". La présence de concrétions plus vieilles que 350 000 B.P. dans la galerie supérieure del Gato souligne l'ancienneté de l'assèchement de ce paléodrain (antérieur au concrétionnement) et du fonctionnement antérieur de cette galerie en drain *s.s.* En l'absence de calages, il est délicat de rattacher le fonctionnement en drain, puis son assèchement à tel ou tel événement. L'évolution morphologique du bassin de Ronda et des *sierras* environnantes devraient nous permettre de cerner la mise en place du "paléo-système Hundidero-Gato" et de ses premières restructurations (*infra* : 3 et Chap. 4).

S'il est délicat de caler la structuration initiale de ce système et son assèchement, il est possible grâce aux observations morphospéléologiques et aux datations, de proposer un cadre d'évolution pour les dernières phases spéléogéniques.

Le seul niveau repère que nous disposons, ici, est le plancher stalagmitique éémien. C'est donc à partir de ce repère que nous allons organiser cette reconstitution.

L'évolution anté-éémienne se caractérise par une phase de surcreusement du Canyon del Hundidero et de Galeria del Aburrimiento ainsi que du creusement du réseau inférieur qui se développe en aval de la Sala de las Dunas. Le fait que ce creusement soit visible de l'entrée del Hundidero jusqu'à la Cueva del Gato, permet de rattacher cette incision au Guadares souterrain. Si on peut rapporter une part de cette incision au caractère abrasif des grès numidiens charriés par le Guadares, on peut se demander si elle n'est pas également due à une relative pérennité des écoulements dans ce réseau (ce qui n'est plus le cas

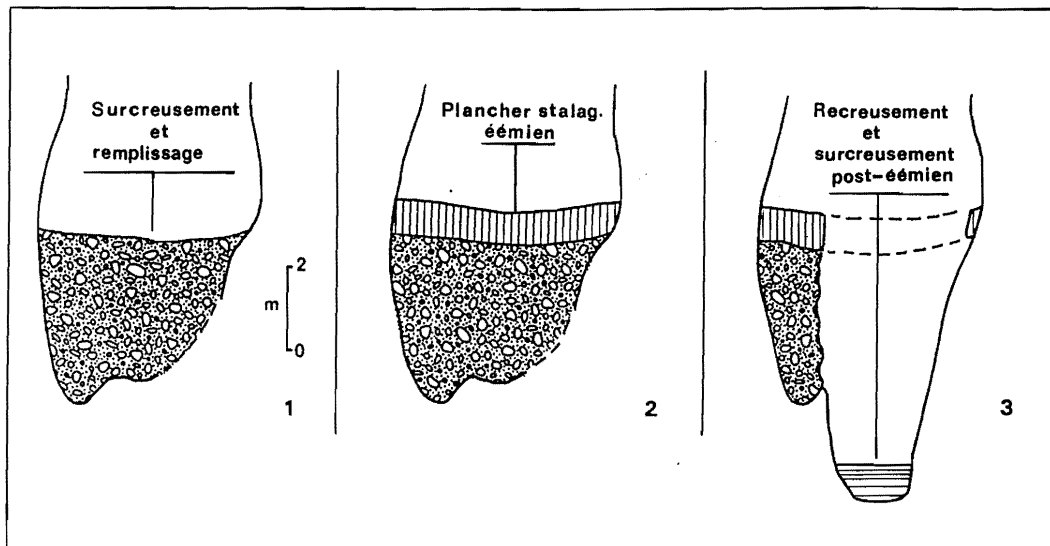


Figure III.61 -
Les phases de
surcreusement
de la
Galeria del
Aburamiento
(Hundidero-
Gato)

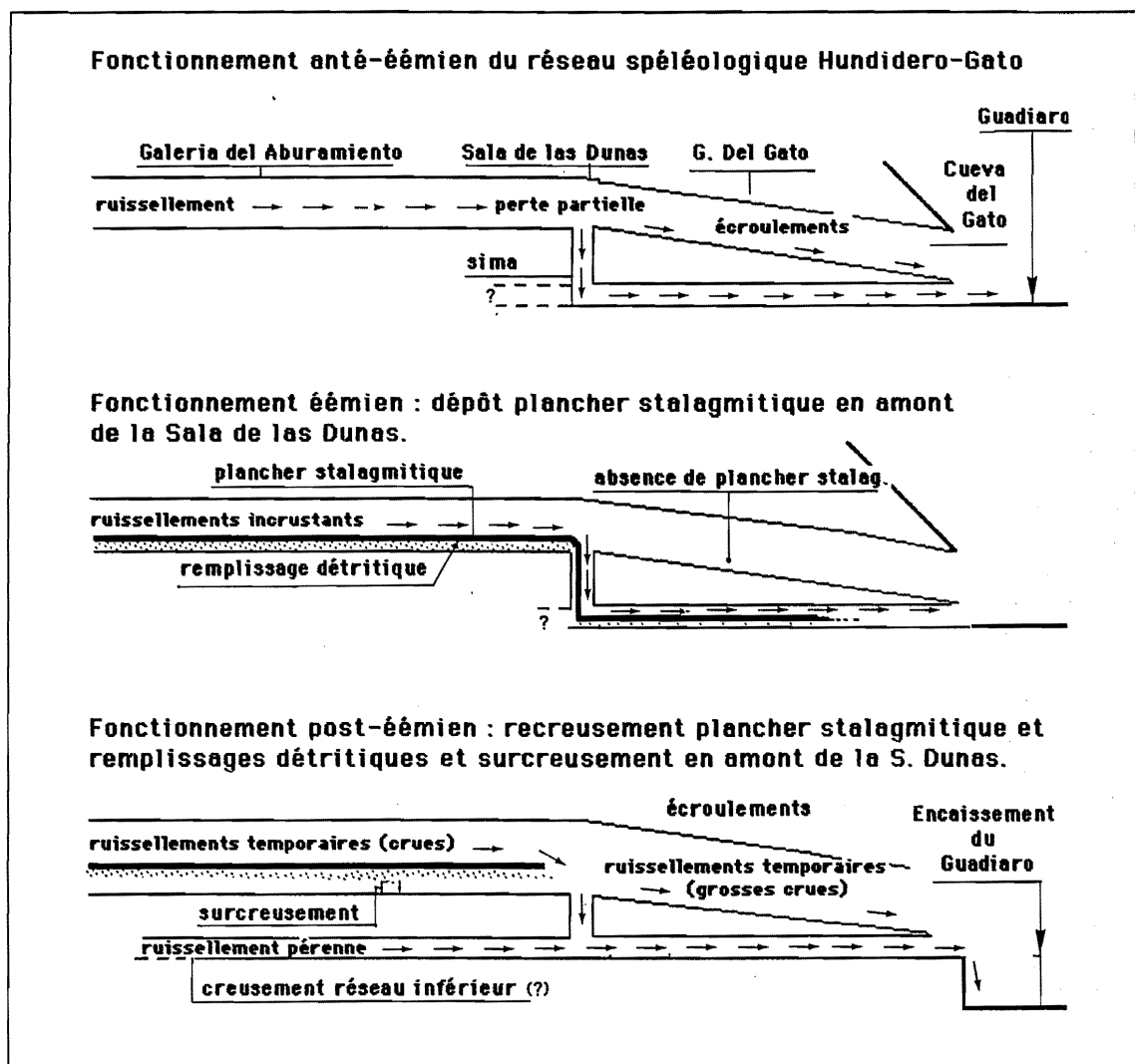


Figure III.62 - Évolution schématique du réseau spéléologique Hundidero-Gato anté- et post-éémienne

aujourd'hui). Suite à cette incision, on relève une importante phase de remblaiement détritique qui peut atteindre plusieurs mètres. Là encore la présence d'une telle masse de galets, dans l'ensemble bien ordonnés,

suppose une pérennité des écoulements du Guadares dans ce réseau. Il est intéressant, ici, de faire un parallèle avec les terrasses du Guadiaro qui met en évidence une phase de creusement puis de remblaiement anté-éémien.

La pédogénèse fersialitique du niveau de terrasses perchées une vingtaine de mètres au dessus du talweg actuel du Guadiaro est rapportée à l'Eémien (R. Lhénaff, 1977 ; F. Diaz del Olmo, 1986, 1988). C'est également durant cet optimum climatique que se sont déposés les tufs du Tajo de Ronda et les planchers stalagmitiques du Guadares souterrain. Le fait que ces planchers soient présents tout au long du parcours souterrain du Guadares (hormis au delà de la Sala de las Dunas) suppose une certaine permanence des écoulements en dehors des périodes de hautes eaux qui sont peu favorables au dépôt des carbonates (turbidité). Cette quasi-permanence d'écoulements non turbulents dans le réseau spéléologique (ce qui n'est pas le cas actuellement) signifie qu'il y avait alors peu de fuites vers un réseau situé sous la galerie del Hundidero, soit parce que ce réseau n'était pas encore creusé, soit parce qu'il avait été efficacement colmaté.

L'évolution post-éémienne se caractérise, à la fois, par un enfoncement du Guadiaro (si on se réfère aux tufs del Tajo de Ronda et à la terrasse +20 m), et par l'incision du réseau "Hundidero-Gato" (si on se réfère aux recreusements du plancher éémien et des formations détritiques puis du *bed-rock*), suivie de "l'agencement" du réseau inférieur de l'Hundidero.

L'encaissement du Guadiaro n'a paradoxalement pas provoqué l'abaissement du point d'exutoire de la Cueva del Gato. On peut attribuer cette position relativement perchée de la Cueva del Gato comme d'ailleurs des autres exutoires de Libar au dispositif litho-structural. Rappelons que ceux-ci se situent tous au contact des calcaires jurassiques et de la couverture crétacée au pendage fortement redressé. L'enfoncement post-éémien du Guadiaro s'étant réalisé dans les seules marnes, ces assises ont fonctionné en mur imperméable qui, du coup, n'a pas retransmis "l'information-incision du Guadiaro" au karst. Ce scénario est cohérent avec ce qu'on observe dans le réseau Hundidero-Gato où l'incision post-éémienne apparaît moins marquée dans la partie aval : cette incision a eu pour effet de recreuser les remplissages anté-émiens et émiens et de surcreuser légèrement le *bed-rock* ; surcreusement qui est, au contraire, relativement bien marqué dans la partie-amont du réseau.

L'incision post-éémienne a doublement marqué la partie-amont du réseau. Elle est responsable, d'une part, du recreusement des dépôts antérieurs et d'un "profond" surcreusement du canyon souterrain, et, d'autre part, du creusement du réseau inférieur par lequel transitent actuellement les eaux d'étiage du Guadares (Figure III.60). Le creusement de ce réseau inférieur (ou tout au moins sa perfectibilité) signifie que le profil "d'équilibre" entre les pertes du Guadares et la Cueva del Gato n'était pas encore atteint.

Ce creusement post-éémien plus marqué à l'amont qu'à l'aval du réseau apparaît paradoxal étant donné la relative stabilité des exutoires depuis au moins l'Eémien.

Différentes hypothèses sont envisageables pour appréhender ce paradoxe :

- les mouvements tectoniques qui ont marqué l'ensemble du Pléistocène (*supra* : Première Partie de ce Livre), ont pu avoir pour effet d'entretenir la subsidence synclinale du Guadiaro. Cette subsidence serait, dans ce cas, à l'origine d'une surélévation relative de l'amont qui serait, de fait, plus sensible à l'incision. Cet enchaînement reste du domaine de l'hypothèse ;

- sans négliger la part de l'ablation chimique des eaux du Guadares, nous estimons, au regard des morphologies qu'il a engendré et de la qualité actuelle de ses eaux, que le creusement (dans la zone "vadose") de ce *rio* est essentiellement d'ordre mécanique. Si on retient cette supposition, on peut envisager que l'érosion mécanique des eaux du Guadares ait été moins efficace et implicitement moins rapide que la restructuration du système karstique *s.s.* Rappelons, ici, que, dans un karst, l'érosion mécanique est en générale moins efficace que l'ablation chimique et que le rapport de temps pour un même résultat est de l'ordre d'1 à 20 selon les estimations de A. Mangin et M. Bakalowicz (1975, 1979). Dans ce contexte, on peut envisager que les réseaux souterrains liés au *rio* Guadares (donc, essentiellement sous contrôle de l'érosion mécanique) mettent plus de temps à se réadapter aux successifs abaissements du niveau de base, notamment par rapport au drainage karstique *s.s.* Cet éventuel ajustement différencié pourrait expliquer le paradoxe précédemment relevé. Quoiqu'il en soit, cet ajustement du Guadares souterrain, vis à vis du niveau de base stabilisé au moins dès l'Eémien, n'est vraisemblablement pas achevé si on se réfère à l'incapacité du réseau inférieur de l'Hundidero à évacuer la totalité des hautes-eaux du Guadares. Cette incapacité se traduit, rappelons-le, par la remontée des eaux du Guadares dans le réseau spéléologique Hundidero-Gato qui échappent temporairement au drainage karstique *s.s.*

Deux étapes majeures caractérisent cette reconstitution spéléogénique. La première étape se caractérise par l'agencement d'un système binaire se raccordant à un paléo-talweg du Guadiaro qui se situait, au plus bas, vers 520 m m. La taille des galeries contemporaines de cette première étape suppose une relative durée de fonctionnement et implicitement des conditions environnementales *s.l.* L'incision postérieure du Guadiaro a eu pour effet d'assécher et de recouper la paléo-structure de drainage et d'entraîner une restructuration du drainage endokarstique. Cette restructuration s'est réalisée progressivement comme en témoignent, à la fois, la relative pérennité initiale des écoulements du Guadares souterrain dans la paléo-structure, et le creusement des réseaux inférieurs (dans un premier temps du Gato, puis de l'Hundidero). La saturation de ces réseaux inférieurs, lors des crues du Guadares, souligne que cette restructuration est toujours en cours ou du moins pas encore adaptée aux variations hydrologiques du Guadares.

Dans cette reconstitution, restent encore posées les causes et l'âge de la capture du Guadares par le karst.

3. LA MISE EN PLACE ET L'ÉVOLUTION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DU GUADIARO ET LEURS INCIDENCES SUR LA KARSTIFICATION ET LE DRAINAGE KARSTIQUE DE LA SIERRA DE LIBAR

L'étude des paléo-systèmes karstiques de la Pileta et du Gato a mis en évidence différentes étapes d'enfoncement du Guadiaro. L'étude spéléomorphologique a également permis d'appréhender l'évolution du karst en fonction de l'encaissement "récent" de ce *río* . L'analyse morphologique du bassin de Ronda qui constitue le bassin de réception amont du Guadiaro, devrait nous permettre de fixer la mise en place du réseau hydrographique et d'aborder les moteurs qui ont provoqué son enfoncement.

En fait, dans le bassin de Ronda *s.s.*, les anciennes phases d'évolution hydrographique du Guadiaro sont peu perceptibles ; par contre, sur ses bordures pénibétiques, subsistent des paléo-morphologies fluviales. Une des paléo-formes les mieux marquées correspond à l'entaille de l'extrémité septentrionale de la Sierra de Lîbar (Mures-Cupil) provoquée par un ancien *río* Guadares qui se dirigeait alors vers le bassin de Ronda.

3.1. La paléo-vallée du Guadares : un ancien affluent aérien du Guadiaro

Dans le prolongement du terme-aval de l'actuelle vallée du Guadares, suspendue à plus de 150 mètres au dessus de la perte de l'Hundidero, se développe une dépression longiforme creusée dans les calcaires jurassiques. Cette dépression débouche vers l'E sur le bassin de Ronda où elle domine de près de 300 mètres l'actuel talweg du Guadiaro (Figure III.63). Cette dépression (750 m), perchée au dessus de l'Hundidero et du Guadiaro, a été initialement parcourue par un cours d'eau comme en témoignent les nombreux galets roulés provenant essentiellement des flyschs numidiens qui affleurent en amont de cette paléo-vallée. Cette dépression est le témoin d'un ancien cours du Guadares qui rejoignait le bassin de Ronda. L'appréhension chronologique de cette paléo-vallée est importante dans notre étude dans le sens où elle clairement antérieure à la capture de ce *río* par le karst et implicitement à la structuration du paléo-système binaire du Gato.

L'étude de la "plate-forme del Cupil" située au N de la paléo-vallée du Guadares permet de caler par "le haut" la mise en place de ce réseau hydrographique.

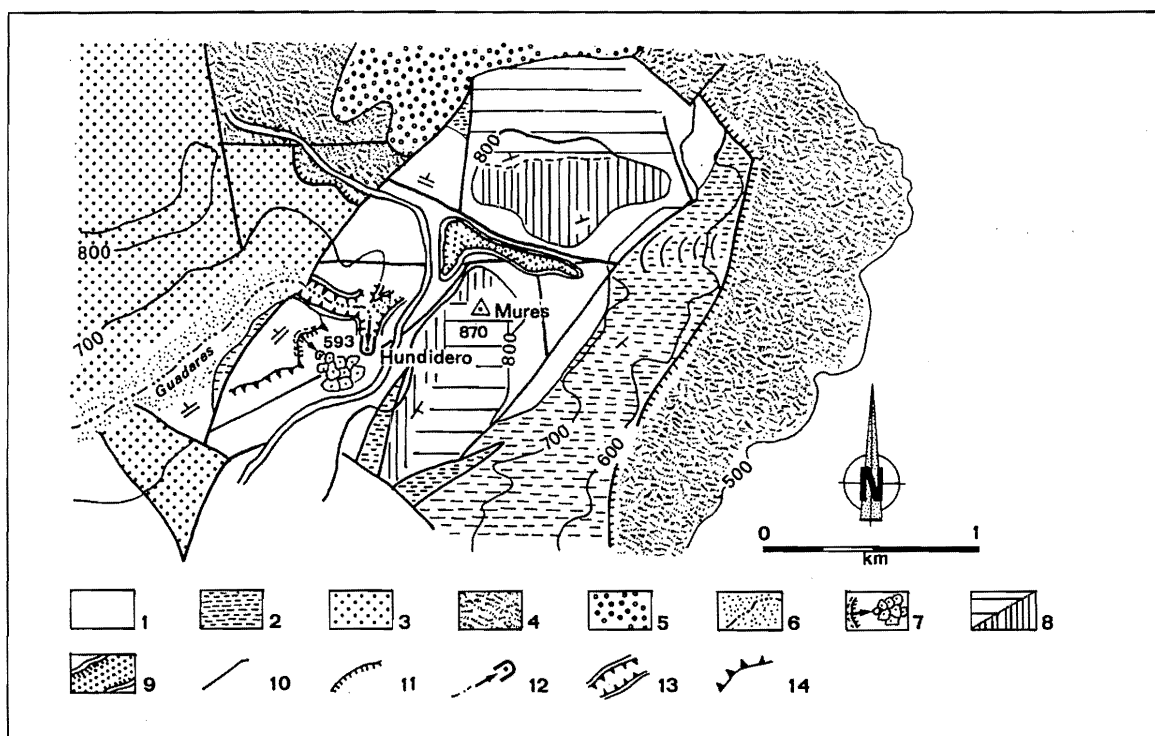


Figure III.63 - La paléo-vallée du Guadares dans son contexte morpho-structural "actuel"

1 : Calcaires pénibétiques ; 2 : Marno-calcaires crétacés ; 3 : Flyschs numidiens ; 4 : Flyschs d'Algerias ; 5 : Molasses miocènes ; 6 : Vallée "actuelle" du río Guadares ; 7 : Éboulement ; 8 : Surface d'aplanissement miocène ; surface d'aplanissement "pliocène" ; 9 : Dépression perchée contenant des galets numidiens : paléo-vallée du Guadares ; 10 : Fracture ; 11 : Contact anormal ; 12 : Perte karstique de l'Hundidero ; 13 : Gorges ; 14 : Escarpement monoclinial.

3.2. La surimposition du réseau hydrographique du Guadiaro et de ses affluents sur "un" aplanissement pliocène

La "plate-forme del Cupil" (810 m) permet de distinguer deux générations d'aplanissement (Figure x) :

- la première correspond aux aplanissements miocènes (*supra* : Première Partie) ; elle se raccorde vers le N et le NNE à la formation molassique de Setenil. Cette surface comme l'indique sa pente générale vers le NNE, similaire au pendage des bancs molassiques, a été basculée par les mouvements post-messiniens ;

- la seconde se rapporte au sommet subhorizontal de la plate-forme (805-810m) qui recoupe en biseau les aplanissements et les molasses miocènes. On retrouve "cette" surface plus au sud où elle dessine de profondes encoches accidentant le relief des Mures ; au dessus de ces encoches, subsistent des reliefs résiduels (Mures, El Puerto) (Figure III.63). C'est sur cette seconde génération d'aplanissement que s'est surimposé le Guadares avant d'inciser en gorges la terminaison septentrionale de la Sierra de Lúbar.

On retrouve un schéma d'évolution similaire sur le rebord oriental du bassin de Ronda (Figures III.64 et III.65). Au SW de la Sierra Blanquilla, dans le prolongement de la formation de los Llanos, se dégage l'aplanissement miocène qui s'élève de 940 m aux abords du Cortijo de Pichi jusqu'à 1150 m (*supra* : Première Partie). Cette surface ainsi que les molasses ont été ensuite basculées (15°) puis recoupées par un aplanissement subhorizontal (quelques degrés). Ce niveau tronque les molasses miocènes, les marno-calcaires crétacés et vient buter sur le rebord jurassique de la Sierra Blanquilla où il dessine des encoches plus ou moins profondes. Cette surface a également décapitée d'anciennes cavités subhorizontales qui s'étaient développées au contact des molasses calcaires et du substratum crétacé.

Cette seconde génération d'aplanissement a été postérieurement entaillée par l'Arroyo de la Ventilla del Toro (*supra* : Première Partie, 2.4.). Cette incision a isolé des lambeaux de cet aplanissement par rapport au reste du bassin qui descend très progressivement vers le cœur de la cuvette de Ronda également aplanie (780-760 m).

Cette seconde génération d'aplanissement, sans avoir l'ampleur des aplanissements miocènes, n'en est pas moins fondamentale dans la compréhension morphogénique du bassin de Ronda et de ses reliefs environnants.

Cette génération est assurément postérieure aux déformations ayant affecté les molasses messiniennes, et antérieure à la mise en place du réseau hydrographique qui l'entaille de toutes parts.

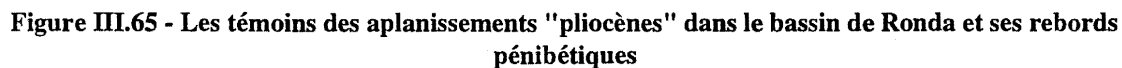
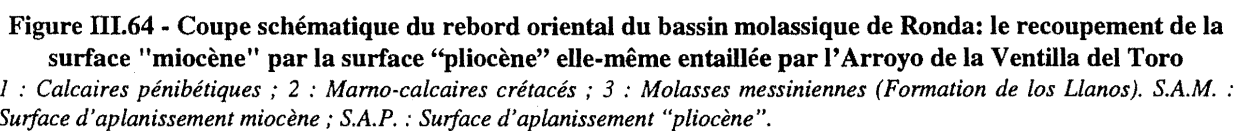
Rappelons ici que nous avons rapporté aux mouvements post-messiniens la séparation du bassin de Ronda par rapport au domaine atlantique (Guadalquivir) et, par conséquent, l'arrêt définitif de la sédimentation marine dans la dépression de Ronda (*supra* : Première Partie). Isolé de son ancienne aire maritime (Atlantique) et peu influencé par la "lointaine" Méditerranée (via le Guadiaro) soumise à la transgression marine pliocène, le bassin de Ronda n'a, semble-t-il, pas connu d'incisions fluviales similaires à celles relevées sur la retombée méditerranéenne de la Serranía de Ronda (*infra* : III partie, Chap. 3). Nos recherches sur le terrain n'ont pas révélé de telles incisions. Cette absence pourrait être rapportée à une phase hydrographique expectante durant laquelle se serait agencée cette seconde génération d'aplanissement dont il reste à définir les conditions d'agencement.

L'étude morphologique du bassin de Ronda a permis de mettre en évidence, tout d'abord, l'existence d'une profonde altération post-miocène. Les témoins de cette altération sont de profonds crypto-lapiés et poches karstiques qui affectent les molasses et dans lesquels subsistent une formation argileuse rougeâtre riche en kaolinite. Cette étude met, par ailleurs, en valeur l'existence dans les biocalcarénites miocènes de petites galeries en conduite forcée. Étant donné leur développement subhorizontal à faible profondeur (une dizaine de mètres sous la surface), ces conduits sont l'expression d'une ancienne phase de karstification en présence d'un très faible gradient hydraulique. On ne dispose pas de preuves permettant d'affirmer la contemporanéité de ces deux évolutions karstiques, mais on peut assurément les rapporter à un même cadre morphogénique post-miocène et anté-pléistocène⁽¹⁾. Dans cette hypothèse, se dégage un contexte particulièrement favorable à l'agencement d'aplanissement karstique : crypto-corrosion sous couverture d'altération en présence d'un faible gradient hydraulique (G. Millot, 1990 ; *supra* : Livre I, II partie, Chap. 2).

La prédominance de la kaolinite dans les poches karstiques suggère un contexte altérant sous des conditions chaudes et humides ; or de telles conditions climatiques ont préexisté au Pliocène inférieur. Rappelons que vers 3,1 Ma le contexte subtropical a connu une première phase de dégradation climatique (refroidissement hivernal) ; vers 2,4 Ma, le refroidissement climatique s'accroît ainsi que les caractères méditerranéens (*supra* : Partie I). Dans ce contexte, l'altération des molasses serait antérieure au Pliocène supérieur. Si on se réfère, cette fois, aux paléodrainages, ceux-ci sont clairement antérieurs au soulèvement d'ensemble des Cordillères bétiques rapporté au fini-Pliocène - Pléistocène inférieur.

C'est à cette évolution d'ensemble pliocène que nous rattachons avec prudence l'agencement de la seconde génération d'aplanissement du bassin de Ronda et de ses

(1) Dans le sens où ils affectent tant en surface qu'en profondeur les molasses miocènes déformées par la tectonique post-miocène et où ils sont clairement antérieurs à l'incision du réseau hydrographique régional.



1 : Domaine pénibétique ; 2 : Flyschs aquitano-burdigaliens ; a : Numidien ; b : d'Algéciras ; 3 : Molasse miocène ; 4 : Surface d'aplanissement miocène ; 5 : Aplanissement pliocène supérieur ; 6 : Déformation de la molasse et de la surface pliocène ; 7 : a : Rebord convexe ; b : Cuesta ; c : Chevron ; 8 : a : Îlot de la surface miocène ; b : paléo-vallée ; 9 : a : Entaille fluviale ; b : Limite de partage des eaux entre le bassin méditerranéen et le bassin atlantique ; 10 : Glissement de terrain. D'après R. Lhénaff 1977, modifié J.J. Delannoy, 1989.

bordures pénibétiques (ayant déjà acquises une relative planité durant le Miocène supérieur). Cette altération a engendré une régularisation hypodermique du *bed-rock*. C'est vraisemblablement à partir de la première dégradation climatique pliocène que l'érosion a commencé à dégager progressivement la couverture d'altération et le *bed-rock* altéré ; le caractère pédimentaire de ce déblaiement ayant parachevé les "aplanissements" pliocènes.

En l'absence de preuves incontournables et de calages chronologiques, cette évolution reste du domaine de l'hypothèse et il serait dangereux de vouloir aller plus loin dans l'interprétation morphologique. Ceci dit, il existe assurément une seconde génération d'aplanissement dans la région de Ronda ; celle-ci est clairement post-miocène et antérieure à l'enfoncement du réseau hydrographique régional dont le principal moteur fut le soulèvement d'ensemble plio-pléistocène et surtout pléistocène inférieur.

3.3. La mise en place du réseau hydrographique dans le bassin de Ronda

Plusieurs éléments morphologiques permettent de "caler" sinon chronologiquement au moins altitudinalement une des toutes premières phases d'incision du réseau hydrographique du bassin de Ronda. La paléo-vallée du Guadares et le paléo-système de la Pileta apparaissent, de par leur similitude altitudinale, dépendant d'un même paléo-talweg du Guadiaro qui devaient se situer aux environs de 750 m. Si on compare cette côte altitudinale au sommet aplani du remblaiement molassique (au niveau de la cuvette de Ronda), on constate que ce paléo-Guadiaro entaillait faiblement les molasses (Figure III.66) ; cette faible incision du Guadiaro serait, du fait de son indigence, antérieure au soulèvement d'ensemble des Cordillères Bétiques.

Cette première phase d'incision a, semble-t-il, été moins marquée dans la dépression de Ronda que sur les reliefs limitrophes. Plusieurs causes peuvent expliquer cette différence de comportement :

- le bassin de Ronda a constitué le niveau de base marin régional durant tout le Miocène supérieur puis a, vraisemblablement, continué à jouer le niveau de base relatif vis-à-vis des écoulements descendant des *sierras* environnantes ; ce qui peut, partiellement, expliquer le moindre enfoncement des *ríos* dans la dépression. Par ailleurs, le bassin de Ronda, situé aux abords de la zone de partage des eaux atlantiques et méditerranéennes, et éloigné de près d'une centaine de kilomètres du débouché du Guadiaro dans la Méditerranée, était relativement à l'abri d'une puissante érosion régressive susceptible de défoncer les tables miocènes. Enfin, cet épisode étant vraisemblablement antérieur au soulèvement d'ensemble pléistocène, le dénivelé relatif entre le bassin de Ronda et

le niveau de base méditerranéen devait être bien moindre qu'actuellement ;

- par contre, les cours d'eau montagnards qui débouchaient dans le bassin de Ronda, possédaient un potentiel énergétique plus puissant lié au dénivelé et à une alimentation hydraulique plus importante (gradient orographique). Dans le cas du Guadares, il faut ajouter le drainage d'un important bassin-versant imperméable (couverture crétacée et grès numidiens) situé en amont de la cuvette de Ronda ;

- enfin, les incisions des bordures pénibétiques se sont mieux conservées dans le modelé du fait de leur environnement calcaire ; ce qui n'a pas été le cas dans les terrains plus tendres molassiques.

La position perchée du paléo-talweg du Guadares, la déconnexion du drain karstique de la Pileta et l'entaille en gorges de la "surface pliocène" et des molasses (Tajo de Ronda) supposent un important enfoncement du Guadiaro lié à un potentiel énergétique qu'il ne disposait pas auparavant. On peut, ici, estimer cet encaissement à environ 300 m si on prend pour référence le "paléo-talweg" du Guadiaro (750 m) et le niveau de terrasse attribuée à la fin du Pléistocène moyen (450 m d'altitude). Le moteur de ce puissant encaissement peut être rapporté au soulèvement post-pliocène qui, rappelons-le, a porté à près de 650 m d'altitude les sédiments marins pliocènes dans la Hoya de Málaga (*supra* : Première Partie, et *infra* : III Partie, Chapitre 3).

4. CONCLUSIONS : L'ÉBAUCHE D'UN CADRE KARSTOGÉNIQUE

Malgré l'indigence des repères géomorphologiques, tant d'un point de vue spatial que chronologique, il apparaît intéressant de confronter l'évolution du réseau hydrographique avec les structures de drainage karstique de la Sierra de Líbar (Figure III.66).

Nous avons précédemment rattaché au premier stade d'incision du Guadiaro, le Guadares aérien qui collectaient les eaux des collines gréseuses numidiennes et des affleurements crétacés et le paléo-système karstique de la Pileta qui drainaient les *sierras* pénibétiques. La karstification contemporaine du "système de la Pileta" s'est exercée sur les hautes *sierras* de Líbar dégagées de leur couverture crétacée et qui dominaient de 500 à 700 mètres le paléo-talweg du Guadiaro (± 750 m). Le gradient hydraulique de ces hautes *sierras* (Sierras de los Pinos, Blanquilla, del Palo, de la Ventana) étaient relativement important notamment par rapport à l'extrémité septentrionale de la Sierra de Líbar (reliefs de Mures-Cupil, Algarrobo, Canchuelo). qui dominait d'une petite centaine de mètres le paléo-talweg du Guadiaro.

Ce n'est donc qu'avec l'enfoncement généralisé du

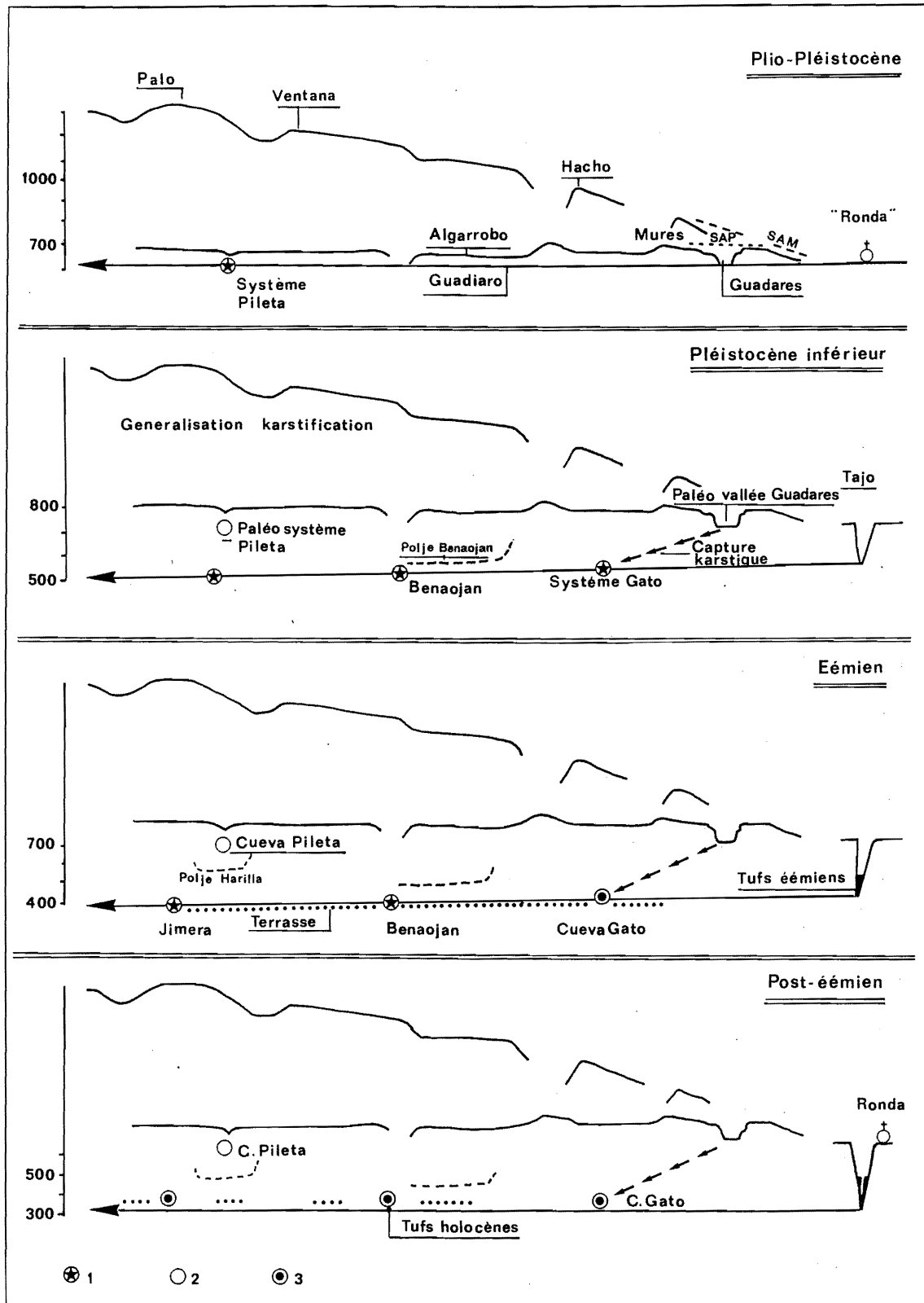


Figure III.66 - Les étapes d'enfoncement du Guadiaro et les structurations du drainage karstique dépendant du niveau de base du Guadiaro

1: Drain de la zone noyée ; 2 : Paléo-drain karstique évoluant en réseau spéléologique ; 3 : Paléo-drain recoupé par la vallée du Guadiaro et continuant à fonctionner en exutoire karstique. S.A.M. : Surface d'aplanissement miocène ; S.A.P. : Surface d'aplanissement "pliocène".

Guadiaro, vraisemblablement engendré par le soulèvement d'ensemble des Cordillères Bétiques, que la karstification a pu être effective sur l'ensemble de la *sierra* pour la raison suivante. Le dégagement de la couverture crétacée sur les versants entraîné par l'incision du réseau hydrographique s'est traduit par un accroissement du domaine karstifiable.

A ces conditions structurelles favorables, il faut adjoindre le contexte bio-climatique pléistocène (*supra* : I Partie) qui, durant les péjorations, se caractérise par un approvisionnement hydraulique accru (moindre ETP) et par une dénudation des versants favorisant une infiltration rapide des eaux dans le karst.

L'étroite corrélation qui existe entre l'enfoncement du Guadiaro et le développement de la karstification est parfaitement illustrée par la capture du Guadares par le karst dont il reste à définir les causes et modalités.

Après une implantation tardive par rapport aux cours d'eau de la retombée méditerranéenne de la Serranía de Ronda, le Guadiaro *s.l.* (Guadalcobacin, Ventilla del Toro, Guadalevín, Culebras...) incise les molasses miocènes (Tajo de Ronda), entaille les flyschs d'Algéciras et s'encaisse dans les marno-calcaires crétacés conservés dans la gouttière synclinale qui borde la retombée orientale de la Sierra de Líbar.

Le Guadares qui se raccordait initialement au réseau hydrographique du Guadiaro, n'a manifestement pas pu s'adapter à l'enfoncement pléistocène du Guadiaro, malgré l'existence d'un "ample" bassin-versant imperméable qui lui avait permis d'entailler auparavant l'extrémité septentrionale aplanie de la Sierra de Líbar. On peut rattacher une part de cette incapacité au fait que le Guadares avait à inciser transversalement les "barres" calcaires du relief "Mures-Cupil" alors que le Guadiaro s'encaissait dans la gouttière synclinale où subsistaient les flyschs et les marno-calcaires crétacés facilement affouillables. Sans négliger cette contrainte géologique, nous associons plus l'inadaptation de la vallée-aval du Guadares au développement de la karstification. Cette dernière est, en effet, intervenue à différents niveaux :

- elle est responsable de la perte d'une partie du bassin-versant du Guadares (le sillon médian de Líbar et éventuellement la gouttière de Villaluenga del Rosario) liée au développement des poljés (*infra* : Chapitre 4). Ces poljés se sont substitués aux anciens drainages superficiels qui rejoignaient initialement le Guadares. Le Guadares a, donc ainsi, perdu une part notable de son potentiel hydraulique qui a basculé au profit du Guadiaro *via* le drainage karstique ;

- les travaux d'A. Mangin (1975, 1982) et de M. Bakalowicz (1979) révèlent que, dès qu'un potentiel de karstification existe, le drainage karstique peut se structurer rapidement et que la réaction du karst est souvent beaucoup plus rapide que le réseau

hydrographique superficiel (dans un même contexte géologique). Dans le cadre de notre étude, la "rapide" adaptation du drainage karstique à l'enfoncement du Guadiaro, exprimée par le "paléo-système du Gato" (*supra*) a, sans nul doute, contribué à la capture du Guadares.

La capture du Guadares a été, par ailleurs, facilitée par d'autres paramètres favorables. En effet, le Guadares n'a pu se perdre dans le karst qu'au contact des calcaires pénibétiques, or ce *río* ne rencontre ces assises qu'à son extrême-aval (extrémité septentrionale de la Sierra de Líbar). Si on considère, au regard de l'organisation actuelle du drainage karstiques (Gato-Benaolán-Jimera de Líbar), que la zone noyée devait altitudinalement se situer aux abords du talweg du Guadiaro (soit à proximité longitudinale du contact du Guadares avec les calcaires pénibétiques), on a un important effet d'appel karstique (gradient gravitaire) par rapport aux écoulements superficiels du Guadares. Il faut adjoindre à ce contexte, l'intense fissuration des calcaires jurassiques et l'existence de failles de traction dans l'axe de "l'anticlinal" Tavizna-Mures (SSW-NNE) qui ont facilité respectivement l'infiltration et le guidage des eaux du Guadares vers le "système karstique du Gato" (*supra*).

Enfin, il ne faut pas écarter de possibles répercussions des déformations pléistocènes qui ont accentué la déformation de la gouttière du Guadiaro et corrélativement le volume montagnard de Líbar, comme en témoignent la déformation de la "surface pliocène" dans le prolongement de la gouttière du Guadiaro et le rejeu d'accidents en faille inverse au niveau de l'Hundidero. Il est, cependant, difficile de déterminer, d'une part, l'âge de ces diverses déformations et, d'autre part, leurs incidences sur l'évolution du "système Hundidero-Gato" et la capture du Guadares.

Dans le cadre de l'hypothèse proposée où le Guadares aérien rejoignait le bassin de Ronda avant le soulèvement d'ensemble de la *serranía*, et en fonction du recoupement du "paléo-système du Gato" bien avant à la première moitié du Pléistocène moyen, la structuration du drainage karstique auquel s'est raccordé le Guadares souterrain, s'est essentiellement mise en place durant le Pléistocène inférieur

Ce canevas karstogénique peut, à juste raison, apparaître sommaire et partiel. Néanmoins, la définition préliminaire d'un tel cadre évolutif est fondamentale dans tout essai de compréhension morphogénique des paysages karstiques de surface. C'est en ce sens que l'apport du karst souterrain est essentiel et qu'il constitue un préalable incontournable à toute étude globale du karst. Par ailleurs, l'étude morphologique, telle celle qui a été menée pour définir l'implantation et l'évolution du réseau hydrographique, se révèle souvent indispensable dans la compréhension et le calage chronologique des successives

structures de drainage karstique.

Ces remarques soulignent à la fois la complémentarité et l'interpénétration des différentes approches mises en jeu dans la connaissance du karst ainsi que la nécessité absolue de considérer le karst dans sa globalité. C'est dans cette optique que l'étude des grands phénomènes souterrains a été ici abordée.

CHAPITRE IV

LES POLJÉS DE LA SIERRA DE LÍBAR : DES PAYSAGES KARSTIQUES MAJEURS

La Sierra de LÍbar se caractérise par de vastes poljés dont la compréhension est fondamentale dans la connaissance morphogénique et karstogénique de la Serranía de Grazalema.

Une présentation des différents poljés est tout d'abord proposée en fonction du contexte litho-structural. C'est, ensuite, dans le cadre de monographies que sont définis les causes et les processus d'évolution karstique de ces dépressions ainsi que la part éventuelle des épisodes morpho-climatiques dans leur agencement. Pour chacun des poljés, une reconstitution karstogénique est proposée en ayant soin d'intégrer les données issues de l'endokarst aussi bien au niveau de la zone d'infiltration (gouffre d'absorption) que des différents stades de structuration du drainage karstique.

Au terme de cette étude, bien qu'il apparaisse que chaque dépression soit régie par une combinaison de processus qui lui est propre, les poljés de la Sierra de LÍbar ont connu une évolution d'ensemble commune.

C'est pourquoi, l'étude des poljés de LÍbar constitue une première synthèse karstogénique de la Serranía de Grazalema.

INTRODUCTION

LA SIERRA DE LÍBAR : UNE SIERRA PROFONDÉMENT KARSTIFIÉE

Ensemble oriental de la Serranía de Grazalema, la Sierra de LÍbar se dispose en un massif oblong d'une vingtaine de kilomètres pour 4 à 5 kilomètres de large. De direction générale NNE-SSW, il est limité à l'W et au NW par les Llanos de Villaluenga, au N par les vallées du Guadares et del Arroyo Cupil, et à l'W par la vallée du Guadiaro (carte H.T. et Figure III.67).

Cette *sierra* présente une double dissymétrie :

- culminant dans sa partie orientale (1397 m : Pinos ; 1402 m : Palo), elle s'abaisse progressivement vers l'extrémité nord-orientale (Mures : 870 m ; Cupil : 810 m) qui se raccorde aux reliefs du bassin de Ronda (Sierra de Sanguijuela) ;

- massive et énergique sur sa retombée sud-orientale qui domine de 600 à 1000 m le talweg du río Guadiaro, elle se morcelle et s'incline vers le NW où les reliefs surmontent de quelques centaines de mètres les Llanos de Villaluenga et dépassent de peu les reliefs collinéaires de la Sierra Peralto-Cumbres-Alcornocales (1000 m).

Hormis son extrémité septentrionale, la Sierra de LÍbar

se subdivise en deux longs chaînons parallèles au tracé légèrement arqué ("NE-WSW") séparés par un chapelet de dépressions longiformes (Llanos de Montejaque, del Pozuelo, de LÍbar). Ces deux chaînons correspondent aux flancs de l'anticlinal coffré de LÍbar accidenté en son centre par un fossé synclinal (*supra* : Chapitre 1, 2.1).

L'ensemble oriental qui porte les points hauts de la *sierra* (Pinos : 1397 m ; Martín Gil : 1396 m ; Palo : 1402 m ; Ventana : 1298 m), présente un relief peu échancré. Seule la faille transverse du Ventana ouvre un large col entre ce sommet et le Palo. Dans le détail, ce chaînon est accidenté par le modelé karstique : champs de dolines dans les calcaires dolomitiques des Sierras de los Pinos-Blanquilla ; champs de lapiés aigus et de clapiers dans les calcaires jurassiques des Sierras del Palo et du Ventana ; banquettes karstiques étagées au Nord du Ventana ; et méga-lapiés ruiniformes dans les calcaires lités jurassiques de la Sierra de Juan Diego (*supra* : Chapitre 2, et carte H.T.). Sa retombée orientale est accidentée par des demi-horsts longitudinaux ou obliques à l'origine des reliefs escarpés del Algarrobo et de la Pileta ; ces derniers dominent respectivement à l'amont-pendage de profondes dépressions tapissées de marnes crétacées : les dépressions de Benaoján et del Pozuelo-Valdio.

L'ensemble occidental del Mojón Alto, moins élevé (Punta de la Raya : 1252 m ; Mojón Alto : 1302 m), se caractérise par un chaînon plus étroit au relief découpé. Sa retombée occidentale est également accidentée par de nombreuses fractures longitudinales à l'origine d'un système de gradins étagés. Ces paliers sont défoncés par de nombreuses dépressions fermées rocheuses qui isolent des reliefs coniques profondément lapiés. Cet aspect accidenté devient particulièrement spectaculaire aux abords des Llanos de Villaluenga et dans les calcaires lités du Jurassique supérieur.

Au nord de l'accident transversal del Mojón Alto, responsable de la brusque interruption du chaînon occidental, la Sierra de LÍbar change de physionomie. Beaucoup plus morcelée, elle passe à un relief de grosses buttes isolées (*cerros* de Zurraque, de Cabrizal, de Montalate...) par de nombreux fossés d'effondrement (Llanos de Zurraque, de Montalate...) dont l'irrégularité des contours illustre bien l'importance de la fracturation aux multiples recoupements. Les recoupements des divers réseaux de failles (longitudinaux, transverses et obliques) déterminent également le tracé en redans de cette bordure de la *sierra* ; de plus la combinaison de ce dense maillage tectonique et de l'énergique retombée anticlinale a pour effet de donner au pli un style extrusif particulièrement bien marqué au niveau du Hacho de Montejaque et du Cerro Tavizna.

Conforme au dispositif litho-structural où dominent les affleurements carbonatés, la Sierra de LÍbar présente un relief karstique extrêmement développé et varié. Elle se distingue, néanmoins, des autres *sierras* calcaires pénibétiques par l'existence de nombreuses et vastes

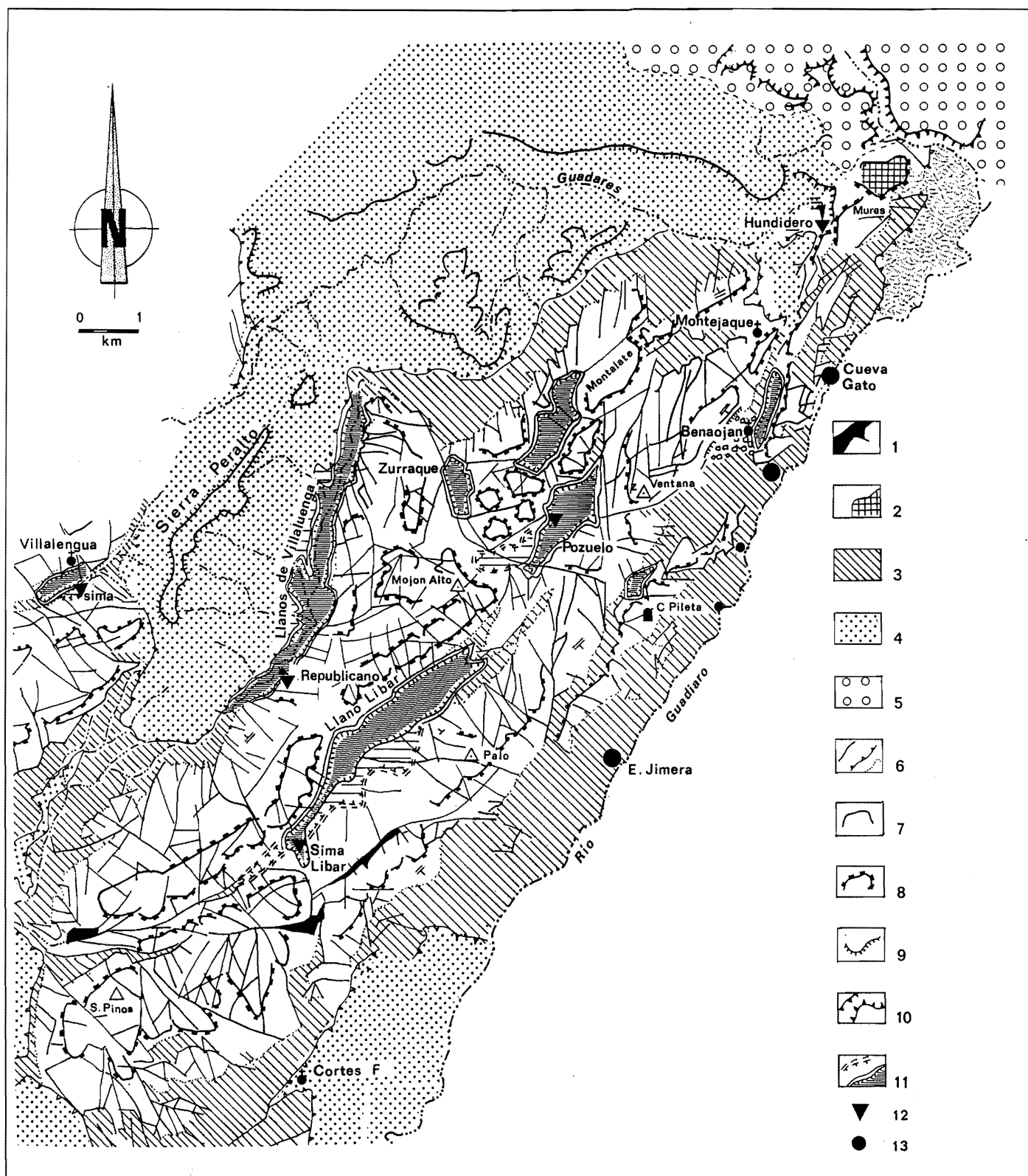


Figure III.67 - Poljés et dispositif litho-structural de la Sierra de Libar

1 : Argiles rhétiennes ; 2 : Dolomies et calcaires jurassiques ; 3 : Marno-calcaires crétacés ; 4 : Grès numidiens ; 5 : Molasses tortono-messiniennes ; 6 : Fracture ; Contact anormal ; Contact stratigraphique ; 7 : Rebord de plateau ou de butte convexe ; 8 : Escarpement lié à une faille ; 9 : Crêt ; 10 : Gorges ; 11 : Limite paléo-poljé ; limite poljé "actuel" ; 12 : Sima ; 13 : Émergence.. D'après R. Lhénaff 1977, modifié.

dépressions (Figure III.67). R. Lhénaff (1977) avait déjà relevé l'intérêt la richesse et la diversité des phénomènes karstiques de la Sierra de Lívar, notamment de ses dépressions. Nombre d'entre-elles sont d'authentiques dépressions fermées à fond plat parfois hérissé de hums et de banquettes perchées, où les eaux se perdent soit de manière diffuse ou dans un gouffre d'absorption et qui peuvent être parfois envahis par une nappe d'inondation. Il s'agit de poljés tels les Llanos de Lívar, del Pozuelo, de Zurraque, de Montalate et de Valdio. Aux poljés s.s., on peut leur adjoindre les poljés-ouverts soit à l'amont comme la dépression de Villaluenga del Rosario et les Llanos de Villaluenga, soit à l'aval tel le couloir de Benaocan. Ces semi-poljés se répartissent exclusivement sur la bordure de la *sierra*.

La définition des principaux caractères de ces dépressions ainsi que de leur évolution est l'objet de ce chapitre. Une approche en deux temps est proposée :

- l'étude de l'environnement litho-structural nous permettra de déterminer son rôle dans la localisation, les limites et le développement de ces dépressions ;
- l'analyse morphologique nous aidera à saisir les conditions d'évolution et de fixer les étapes d'agencement de ces dépressions.

C'est seulement au terme de cette double approche que nous pourrions déterminer la part des différents processus morpho-structuraux dans la genèse de chacun de ces poljés et, ensuite, proposer un cadre évolutif d'ensemble de ces poljés et implicitement de la Sierra de Lívar.

1. LES POLJÉS DE LA SIERRA DE LIBAR : DES MORPHOLOGIES KARSTIQUES CONFORMES AU DISPOSITIF LITHO-STRUCTURAL

De nombreux travaux effectués dans les karsts méditerranéens ont souligné :

- le lien étroit existant entre, d'une part, la localisation et l'allure des poljés et, d'autre part, le dispositif structural ;
- le rôle de la fracturation dans la genèse et l'évolution des poljés (P. Birot, 1954 ; J. Roglic, 1960 ; J. Nicod, 1967, 1968, 1979 ; R. Lhénaff, 1968, 1977, 1986 ; J.C. Bonnefont, 1972 ; J.J. Dufaure, 1975 ; B. Bousquet, 1974 ; J. Martin, 1981).

Le rôle de la néotectonique dans la morphogénèse des poljés est, également, posé dans divers travaux notamment sur la péninsule hellénique (J.J. Dufaure, 1977).

Dans le cadre de notre étude, nous nous attacherons à évaluer les rapports entre le dispositif litho-structural et la localisation des dépressions. Trois grands types de localisation litho-structurale peuvent être définis : les poljés synclinaux, les poljés tectoniques, les poljés de carrefour lithologique.

1.1. Des poljés synclinaux : exemple des dépressions de Villaluenga del Rosario

Une longue gouttière sépare les *sierras* de Ubrique et del Caïlo. Celle-ci s'étire sur 6 km et n'excède pas les 300 m de large. Elle correspond à un étroit synclinal aux flancs calcaires redressés. Le fond de cette dépression est tapissé de marno-calcaires crétacés (*supra* : Chapitre 1). Cette gouttière se subdivise en deux dépressions étagées d'une quarantaine de mètres de part et d'autre d'un accident transverse :

- à l'ENE, la dépression de Villaluenga del Rosario ;
- à l'WSW et en contrebas, la Manga de Villaluenga (J.J. Delannoy, 1984, 1986 ; R. Lhénaff, 1986).

La dépression de Villaluenga est parcourue par un cours d'eau temporaire, l'Arroyo de Villaluenga, qui va se perdre dans un vaste gouffre d'absorption : la Sima de Villaluenga. Cette *sima* qui se situe sur une fracture transverse secondaire, s'ouvre, sur le rebord méridional de la dépression, au contact crétacé-jurassique. Sur ce même rebord, les calcaires jurassiques sont tronqués par une banquette de corrosion, aujourd'hui perchée à une vingtaine de mètres au dessus du plancher du poljé ; c'est en contrebas de cette banquette que se situe la Sima de Villaluenga.

La Manga de Villaluenga, située au delà d'un seuil calcaire lié à un système de failles transverses, est dépourvue d'écoulements superficiels. Contrairement à la dépression de Villaluenga, on ne relève pas de banquettes de corrosion recoupant les calcaires pénibétiques ; au contraire, le fond de la Manga de Villaluenga reste strictement limité aux affleurements crétacés.

A l'WSW de la Manga de Villaluenga, au delà d'un nouveau seuil calcaire, défoncé par une dépression fermée, la gouttière de Villaluenga s'ouvre sur le "fossé" de Benaocaz-Ubrique.

1.2. Les poljés tectoniques : exemple des dépressions de la Sierra de Lívar

Entre les deux chaînons parallèles composant la Sierra de Lívar, se développent plusieurs dépressions : les Llanos de Lívar et del Pozuelo.

Long de 4,3 km pour une largeur maximum de 1,5 km, le Llano de Lívar, enchâssé entre les *sierras* de Blanquilla-Palo et de Mojón Alto, est le plus important poljé de la serranía. Ce poljé, d'orientation NE-SW, correspond globalement à un demi-fossé tectonique situé dans l'axe-même de l'anticlinal coffré de Lívar (*supra* : Chapitre 1, et Figure III.68). Il est limité au NW par un abrupt escarpement de ligne de faille au pied duquel subsistent les terrains crétacés, tandis qu'au SE, les calcaires se relèvent vigoureusement pour se raccorder au versant substructural de la Sierra del Palo. Au S, un système de failles transverses disposées en éventail a pour effet

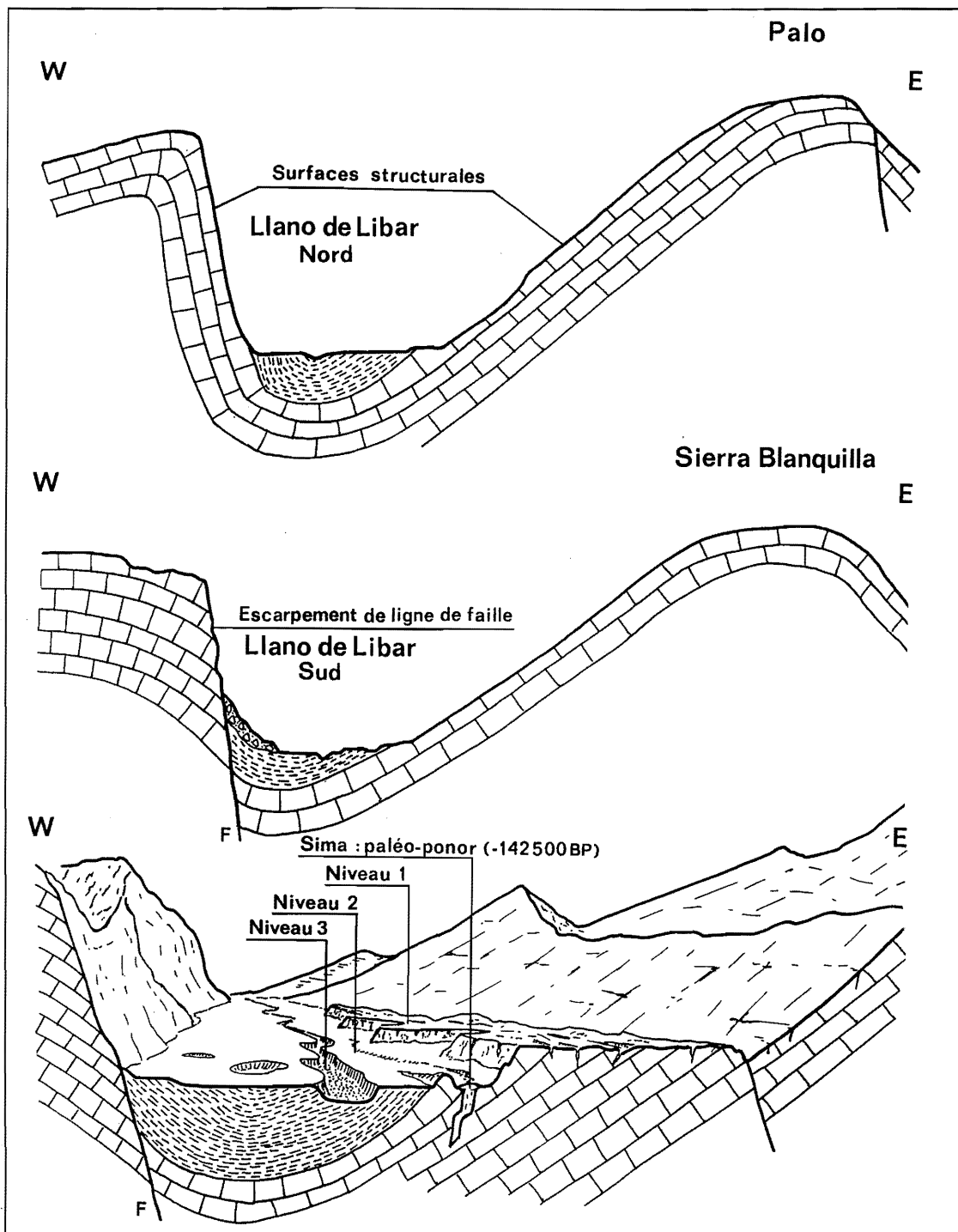


Figure III.68 - Coupes géologiques sériees du poljé de Libar

d'accentuer le pendage du flanc sud-oriental. Cette accentuation entraîne un net resserrement du demi-graben qui se marque dans le paysage par le rétrécissement du fond du poljé le long de l'escarpement de faille. Le rebord sud-oriental du poljé est accidenté par une vaste banquette de corrosion perchée. C'est au pied de cette banquette que tronque les calcaires lités jurassiques, que se situent les pertes et soutirages qui absorbent l'actuel *arroyo* temporaire du Llano de Libar. L'extrémité méridionale du poljé est affectée par un accident transverse qui a guidé

un profond embayment à l'intérieur de la banquette de corrosion. C'est au niveau de cet embayment que s'ouvre la Sima de Libar.

Le poljé du Pozuelo, situé au NE du Llano de Libar, s'inscrit également dans le demi-graben médian de Libar. Il est, néanmoins, légèrement décalé vers le NW par une faille décrochante passant au niveau du seuil séparant ces deux poljés. Cet accident est aussi responsable de leur étagement d'une centaine de mètres (Figure III.67 ; R.

Lhénaff, 1977). L'allure générale de ce poljé est commandée par les nombreux accidents obliques ou transverses recoupant le demi-graben médian. L'extrémité septentrionale de la dépression doit son étranglement en coin au recoupement de la faille directrice du fossé par une autre faille de direction méridienne. L'évasement méridional du poljé del Pozuelo est lié à la faille de Mojón Alto qui a décalé la faille directrice vers le NW, et qui est à l'origine du broyage des calcaires jurassiques situés dans le compartiment inférieur. Cette zone de broyage a, sans nul doute, été un facteur favorable à l'élargissement du poljé ; c'est d'ailleurs, à ce niveau, que se développe une ample banquette de corrosion recoupant les calcaires lités jurassiques. Cette banquette, accidentée de nombreux hums ruiniformes, est perchée à un quinzaine de mètres au dessus du fond actuel du poljé. Ce poljé n'est actuellement drainé par aucun cours d'eau ; les quelques sources qui, au N de la dépression, sourdent des marno-calcaires crétacés se perdent rapidement et de manière diffuse dans le fond de la dépression. Ces écoulements épars n'atteignent pratiquement jamais la Sima del Pozuelo qui s'ouvre le long du plan de faille et au contact du "plancher" de la dépression et des calcaires.

Les petits poljés de Valdio⁽¹⁾, d'Harilla-Pileta et de Benaolán sont, quant à eux, situés sur la retombée orientale de l'anticlinal de Lobar. Ils occupent une position structurale relativement semblable aux dépressions précédentes. Ici, un système de failles longitudinales relève en demi-horsts le Jurassiques qui perce en extrusion la couverture crétacée. C'est à partir de ces demi-grabens où se sont maintenus les terrains crétacés, que se sont établis et développés ces "poljés" (F. Rodriguez Martinez, 1977 ; R. Lhénaff, 1977 ; J.J. Delannoy, 1984, 1986).

Les poljés de Zurraque et de Montalate, situés au NW du poljé del Pozuelo, occupent pour leur part le fond de fossés tectoniques. Leurs rebords sont calqués de façon quasi parfaite sur les escarpements rectilignes de ligne de faille et leurs fonds restent localisés aux affleurements crétacés. Le fond du poljé de Montalate est accidenté par un hum qui subdivise la dépression ; celui-ci correspond à un étroit horst transverse faisant saillir les calcaires jurassiques. La conformité au dispositif structural est pratiquement parfaite.

La plupart de ces poljés, liés à des fossés ou demi-fossés tectoniques, présentent des contours rectilignes notamment le long des plans de faille et au contact des calcaires massifs du Jurassique moyen et inférieur. Ils deviennent plus sinueux et accidentés au contact des versants structuraux et des calcaires lités jurassiques. C'est également dans les calcaires lités du Jurassique

supérieur et au pied des versants structuraux que se développent préférentiellement, pour des causes différentes, les banquettes de corrosion. La répartition des ponors apparaît plus aléatoire et plus dépendante de données locales (*infra* : monographies).

1.3. Poljé de carrefour lithologique : exemple des Llanos de Villaluenga

Bien que périphériques et d'allure très ouverte, les Llanos de Villaluenga, du fait de leur évolution commandée par les processus karstiques, peuvent être assimilés à un fonctionnement en poljé, bien qu'ils ne s'agissent pas de poljés *s.s.* (J.J. Delannoy, 1984, 1986).

Les Llanos de Villaluenga se situent entre les Sierras numidiennes de Peralto-Cumbres et le rebord occidental de la Sierra de Lobar. Ils se développent, essentiellement, au contact de la couverture crétacée et des calcaires lités jurassiques, tronqués tous deux par des aplanissements karstiques étagés. Si ces trottoirs de corrosion ne pénètrent que d'une dizaine de mètres à l'intérieur de la série jurassique, ils se développent amplement sur les marno-calcaires crétacés (200 à 500 m). A cette dissymétrie s'ajoute celle des rebords de la dépression. Le rebord occidental se caractérise par un contour extrêmement sinueux dans les terrains crétacés. Les nombreuses indentations de ce rebord sont dues aux vallons qui descendent des collines gréseuses de la Sierra Peralto. Le rebord oriental de la dépression qui correspond à l'abrupte retombée des calcaires jurassiques, est quasi rectiligne. Les quelques embayments qui pénètrent à l'intérieur de la Sierra de Lobar, n'accidentent pas l'allure générale de ce rebord ; ils se situent sur de petites zones de broyage dues à des accidents obliques et transverses.

Cette dépression est drainée par les Arroyos de los Alamos et de las Merinas qui confluent juste avant de se perdre dans la Sima del Republicano qui s'ouvre sur le rebord calcaire de la dépression.

Le poljé des Llanos de Villaluenga se distingue des environnements structuraux précédents. Ici, la localisation et le développement de cette dépression semblent avoir été favorisés par ce triple contact juxtaposant les grès numidiens, la couverture crétacée et les calcaires jurassiques (Figure III.69). Néanmoins reste posée la question suivante : en quoi ce triple contact lithologique a-t-il été plus favorable à un fonctionnement en poljé alors qu'aucun obstacle apparent ne semble contrarier une organisation hydrographique ?

Le même ordre de questions se pose pour les poljés précédents. Si ces dépressions ont une origine structurale évidente (synclinal ; fossé tectonique ; demi-graben...), quels sont les causes et processus qui commandent leur fermeture et leur évolution karstique ? Quelle est la

(1) Ce poljé est connu également sous le toponyme de Pozuelo employé par R. Lhénaff, 1977 ; afin d'éviter la confusion possible avec le poljé précédent nous avons préféré l'appellation Valdio, issue du cortijo proche de la dépression.

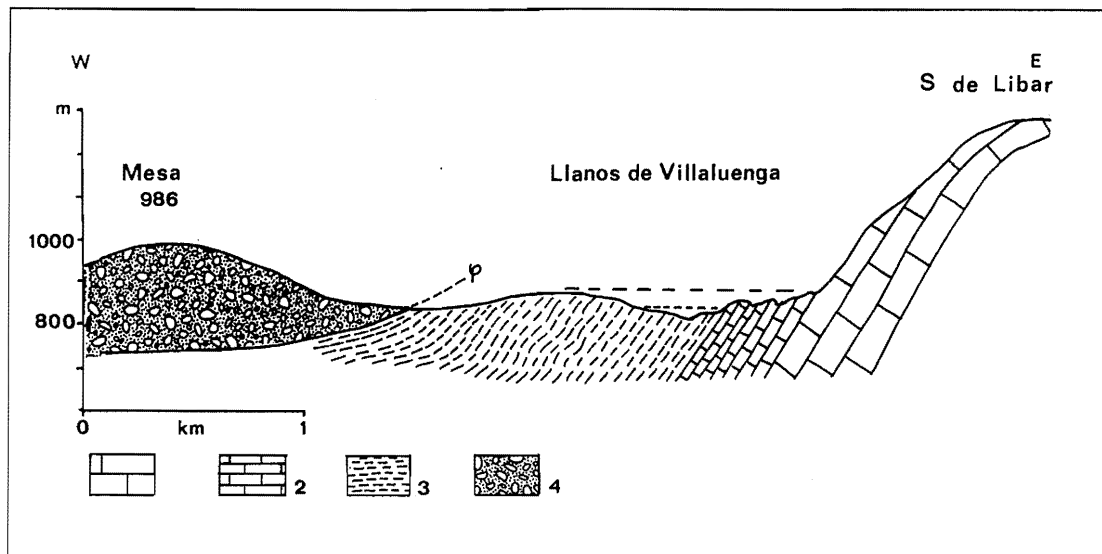


Figure III.69 - Coupe géologique schématique des Llanos de Villaluenga

1 : Calcaires du Jurassique inférieur et moyen ; 2 : Calcaires lités du Jurassique supérieur ; 3 : Marno-calcaires crétacés ; 4 : Grès numidiens reposant anormalement sur la série jurassique.

responsabilité du dispositif structural et de la tectonique dans leur genèse et leur agencement ?

L'étude monographique de ces différents poljés devra nous permettre de répondre à ces différents niveaux d'interrogation.

2. ÉTUDES MONOGRAPHIQUES DES POLJÉS DE LA SIERRA DE LIBAR

2.1. Les poljés fermés de la Sierra de Lívar

2.1.1. Le poljé del Llano de Lívar

2.1.1.1. Une vaste dépression fermée marquée par des niveaux et des *simas* étagés

Le poljé de Lívar est drainé par un petit cours d'eau temporaire alimenté par des sources issues des marno-calcaires crétacés. Cet *arroyo* qui s'écoule vers le SW, incise le "fond" du poljé (Niveau 2 : 960 m) recoupant les assises crétacées (Figures III.68 et III.70). Cet *arroyo* disparaît à l'aval du Cortijo de Lívar dans de multiples soutirages au contact des calcaires jurassiques.

Cette zone d'absorption (Niveau 3 : 955-950 m) est dominée, au S, par une banquette de corrosion perchée à plus de 30 mètres (Niveau 1 : 980 m). Au NW de cette banquette tronquant les calcaires, le poljé se resserre en un couloir qui se connecte, vers le SW, à la Sima de Lívar. Au S de l'alvéole où s'ouvre cette *sima* (958 m), on retrouve la banquette perchée (Niveau 1) dont la terminaison méridionale est accidentée de dolines oblongues. C'est sur un des seuils séparant ces dolines que s'ouvre un autre gouffre : la Sima KL 1 (990 m).

Bien marqué dans le paysage, ce niveau perché est dans le détail défoncé par de nombreuses dolines, notamment aux abords des zones de soutirages (actuelles comme anciennes) où il subsiste sous forme de reliefs résiduels isolés. Les croupes marno-calcaires crétacées qui dominent le "fond" du poljé dans la partie médiane (Niveau 2), sont vraisemblablement contemporaines de cet ancien plancher karstique (Niveau 1).

L'extrémité septentrionale du poljé actuel bute sur un seuil calcaire aplani. Ce seuil est accidenté de dépressions longiformes drainées par des ruisseaux temporaires se perdant rapidement soit de manière diffuse soit dans de petits ponors.

L'étagement de trois niveaux de corrosion et la répartition des ponors actuels et anciens (Simas de Lívar et KL 1) témoignent d'une longue évolution de ce poljé marquée par différentes étapes d'enfoncement.

La Sima KL 1, d'une vingtaine de mètres de profondeur, correspond à une large galerie déclive rapidement obstruée par des blocs. Postérieurement à son abandon hydrologique, des colonnes stalagmitiques se sont déposées et ont contribué au colmatage de cette cavité (Figure III.71). L'analyse isotopique U/Th sur ces colonnes donne un âge supérieur à 350 000 B.P. Ce "calage" permet de repousser au delà de 350 000 B.P. la formation de ces colonnes et, à plus forte raison, le fonctionnement de cette ancienne perte et l'aplanissement du paléo-plancher karstique (Niveau 1).

La Sima de Lívar se profile pour sa part en un vaste puits de 80 mètres qui bute en profondeur sur un colmatage clastique. Postérieurement à son façonnement, des écoulements incrustants ont déposé sur les lèvres et les parois du gouffre d'imposantes cascades

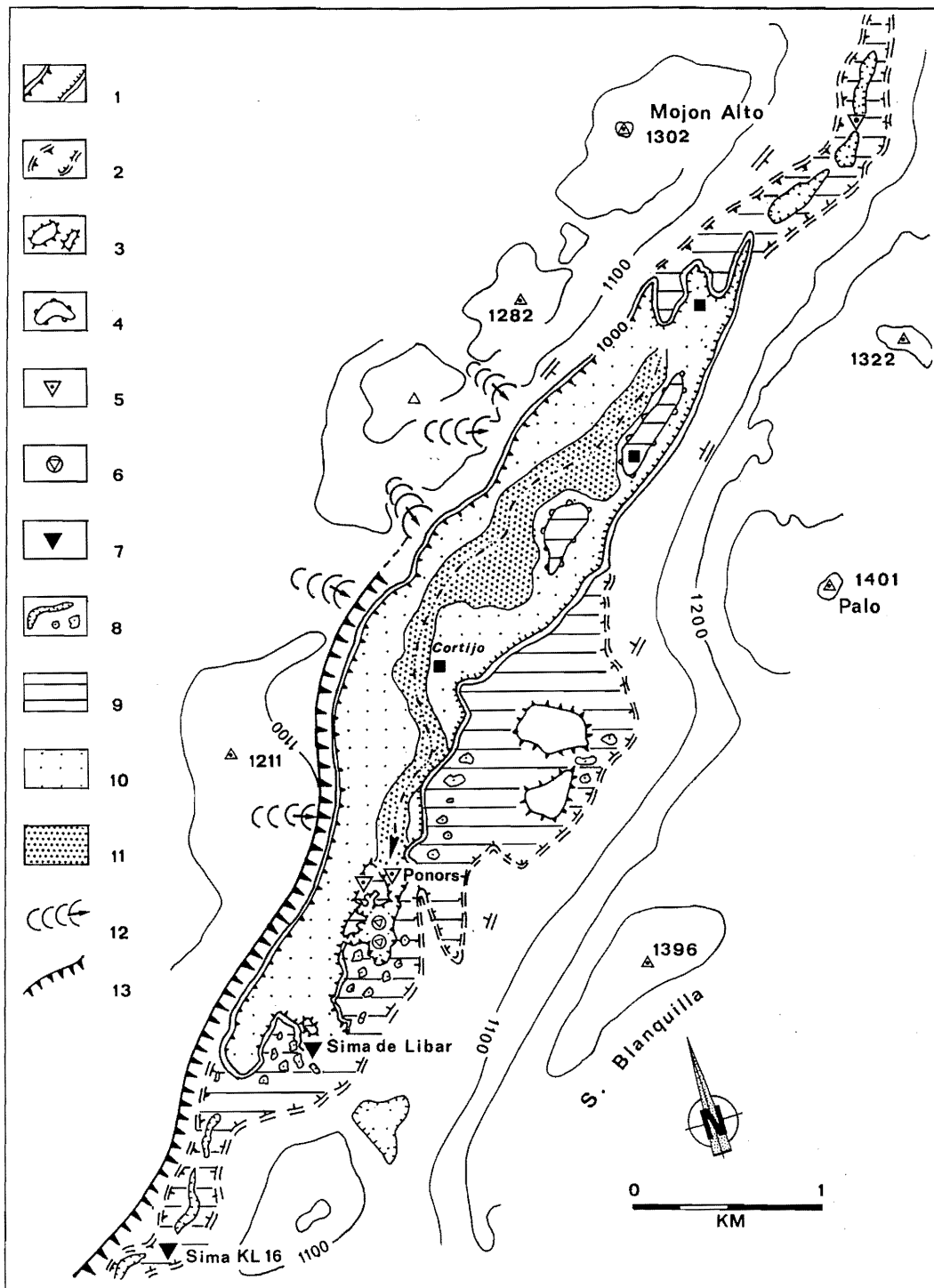


Figure III.70 - Carton morphologique du poljé de Libar

1 : Contour du poljé : a : escarpé ; b : non escarpé ; 2 : Contour du paléo-poljé ; 3 : Hums ; 4 : Hums dans les marno-calcaires crétacés ; 5 : Ponors actuels ; 6 : Soutirages actifs ; 7 : Ancien gouffre d'absorption ; 8 : Dolines ; 9 : Niveau d'aplanissement karstique - Niveau 1 - ; 10 : Niveau 2 ; 11 : Niveau 3 ; 12 : Paléo-vallon perché ; 13 : Escarpement de ligne de faille.

stalagmitiques dont certaines atteignent plusieurs mètres d'épaisseur. La partie supérieure des coulées est datée de 142 000 B.P. (Figure III.72). Cette datation révèle que cette *sima* avait quasiment acquis sa morphologie "actuelle" vers la fin du Pléistocène moyen. L'absence de dépôts stalagmitiques contemporains éémien (contexte favorable au concrétionnement) pourrait signifier que la

perte de Libar n'était plus fonctionnelle dès cet épisode. Dans cette hypothèse, l'abandon de cette *sima* et l'assèchement du couloir auraient débuté avant l'Eémien.

2.1.1.2. D'anciennes formes fluviales

De larges vallons suspendus entre 60 et 100 m au dessus du plancher actuel du poljé incisent les rebords de

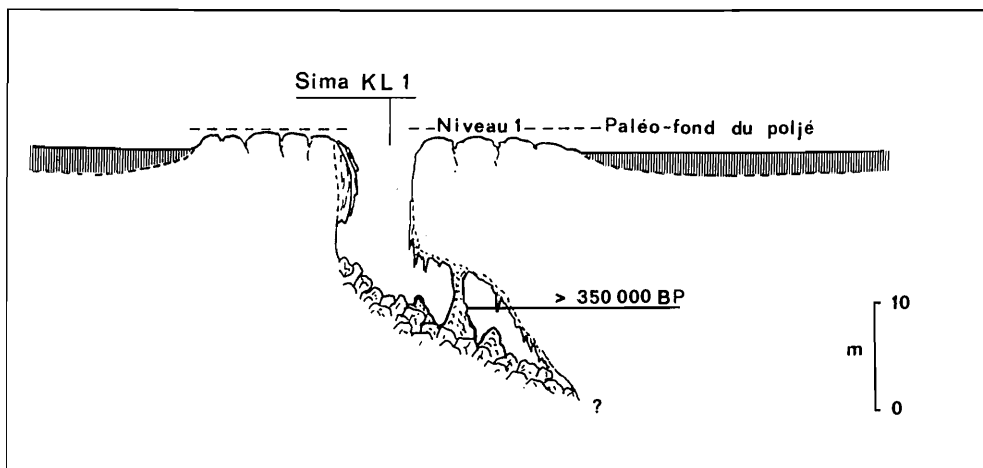


Figure III.71 - La Sima KL 1 : un paléo-gouffre d'absorption contemporain du Niveau 1

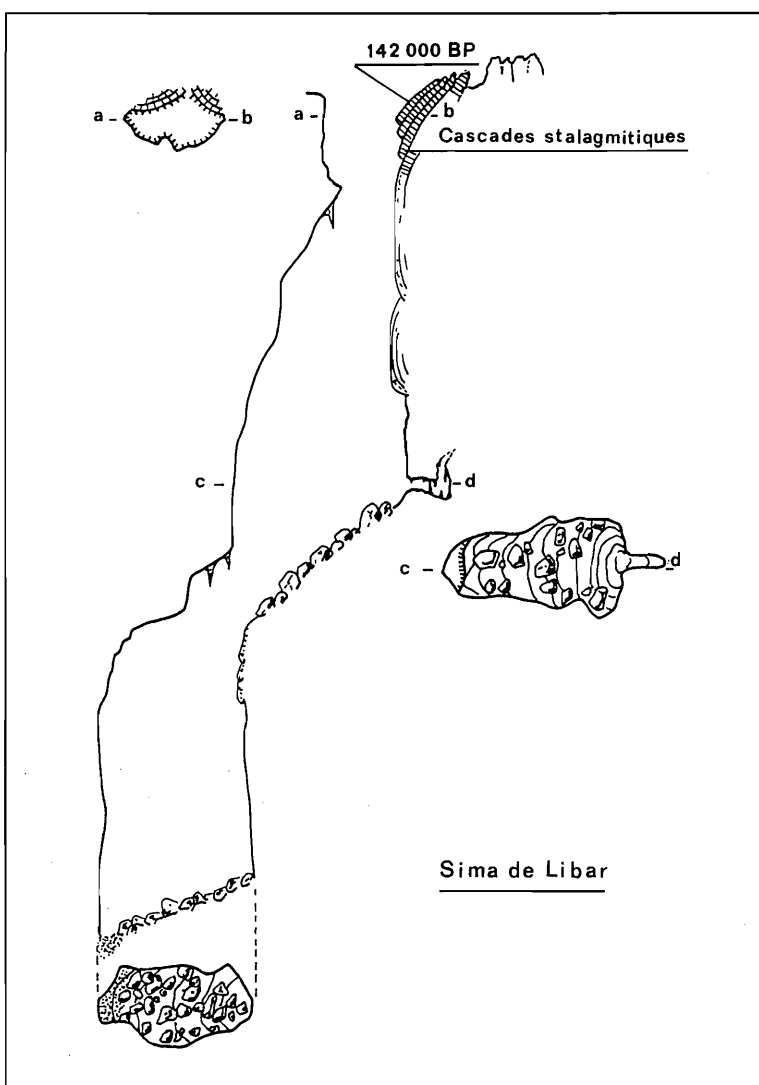


Figure III.72 - La Sima de Libar : un paléo-gouffre d'absorption contemporain du Niveau 2

la dépression. Ces vallons secs sont particulièrement bien marqués sur le rebord nord-occidental où ils surplombent l'abrupt basal (Figure III.73). Deux scénarios permettent d'expliquer ce dispositif :

- la bordure occidentale est liée à un rejeu de la faille qui aurait, de fait, perché ces vallons au dessus de la dépression ;
- ces vallons se raccordaient à un ancien niveau de la dépression creusé dans les marno-calcaires crétacés. Le

déblaiement postérieur de la couverture crétacée aurait eu pour effet de dégager l'escarpement directeur de ligne de faille.

L'examen attentif de ce rebord occidental ne permet pas de déceler un éventuel rejeu tectonique de la faille bordière. Ce rejeu tectonique apparaît, par ailleurs, peu envisageable si on se réfère à l'existence, à une même altitude, de vallons perchés sur le flanc oriental du poljé (surface sub-structurale). L'hypothèse d'un paléo-réseau

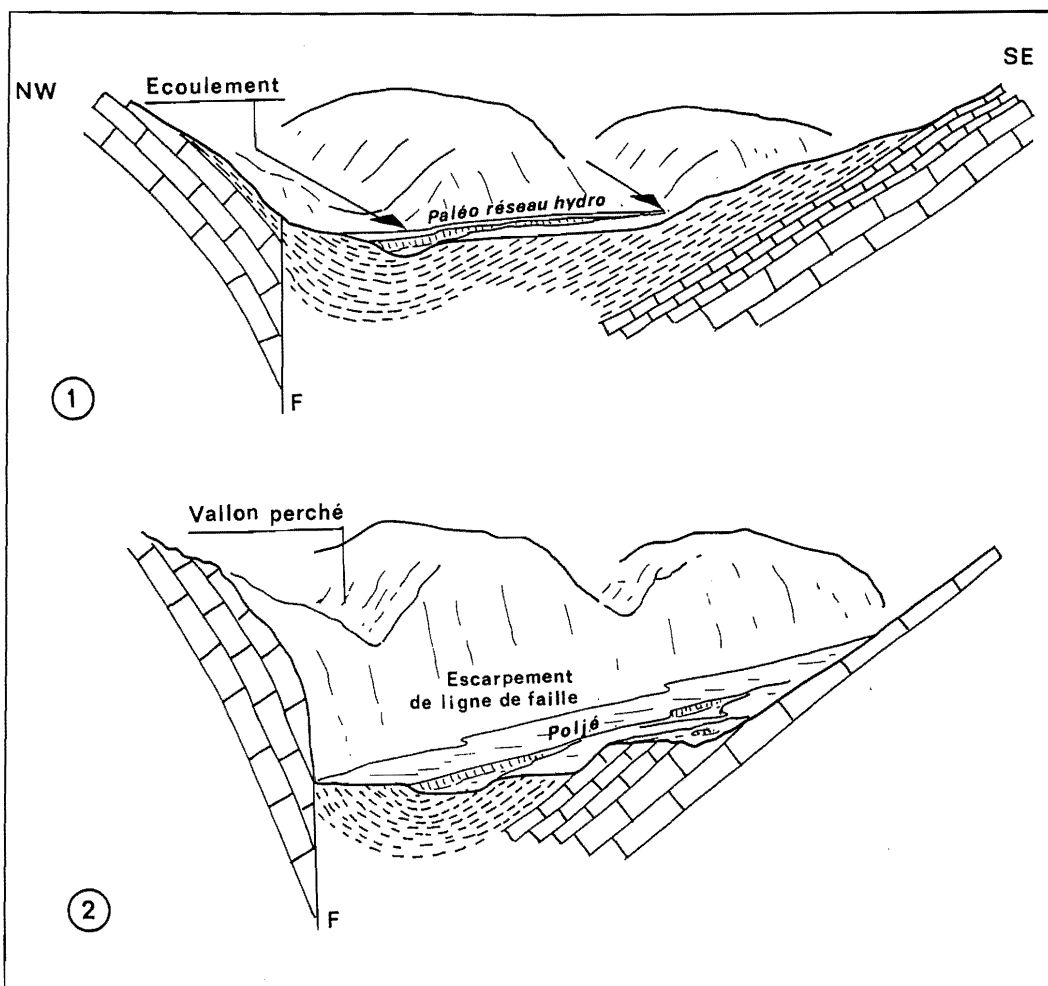


Figure III.73 - Schéma d'évolution des vallons perchés du Llano de Lívar

1 : Fonctionnement des vallons en relation avec un paléo-réseau hydrographique ;

2 : Vallons perchés au dessus du poljé, après dégagement des marno-calcaires crétacés. Dégagement de l'escarpement de ligne de faille qui constitue le rebord nord-occidental du poljé.

hydrographique qui aurait assuré, à un niveau plus élevé, le drainage du sillon médian de Lívar, paraît actuellement la plus probable.

D'autres indices permettent d'aborder l'éventuelle organisation de cet ancien drainage de Lívar. Tout d'abord, l'abaissement par paliers successifs qu'indiquent les affleurements crétacés en direction du nord, suggère une organisation du drainage dans cette direction (par l'intermédiaire des dépressions du Pozuelo et de Montejaque), qui, vers l'aval, rejoignait la vallée du Guadares. On observe un dispositif actuellement similaire dans les *sierras* pénibétiques du "Medio Culo-Alto Conio" : les *arroyos* de la Siguela et de las Culebras qui drainent la couverture crétacée, se dirigent vers le nord où ils débouchent dans le bassin de Ronda qui a longtemps fonctionné comme un niveau de base hydrographique régional vis-à-vis des *sierras* pénibétiques environnantes.

Il est plus que délicat de vouloir définir l'âge de cet éventuel paléo-écoulement de Lívar en raison de l'absence d'éléments morphologiques concrets.

Néanmoins, afin d'aborder l'évolution du poljé de Lívar, il apparaît opportun de rappeler les faits suivants :

- durant le Miocène supérieur, le bassin de Ronda constituait le niveau de base marin régional ;
- les mouvements tectoniques post-messiniens sont un des facteurs de l'arrêt de la sédimentation marine dans le bassin de Ronda (*supra* Première Partie) ;
- le Pliocène, au moins inférieur et moyen, se caractérise par une phase hydrographique expectante plus favorable au développement d'aplanissement qu'à une incision (*supra* : Chap. 3, 3.3) ;
- les premiers témoins d'une incision du Guadiaro et de ses affluents (dont le Guadares) sont postérieurs à une "seconde génération d'aplanissement" du bassin de Ronda rattachée à la première moitié du Pliocène ;
- le soulèvement d'ensemble rapporté au fini-pliocène - pléistocène inférieur est responsable du puissant enfoncement du Guadiaro. Cet encaissement est à l'origine d'une profonde réorganisation du drainage karstique et de la capture du Guadares (*supra* : Chap. 3, 3.1) ;
- enfin, le creusement des larges vallons, actuellement suspendus, dans les assises jurassiques n'a pu se réaliser

que dans un environnement peu énergétique favorisant plus des écoulements superficiels qu'une infiltration généralisée.

Dans le contexte régional, cet environnement peu énergétique peut être rapporté à l'épisode marin miocène et à la phase hydrographique expectante pliocène. Ce creusement de ces vallons suspendus et cet éventuel drainage aérien de Lívar sont, de toute façon, antérieurs au soulèvement d'ensemble de la *serranía*. C'est vraisemblablement à partir de cet épisode que les seuils calcaires transverses du sillon médian de Lívar ont été dégagés de leur couverture crétacée et ont contribué à la désorganisation du réseau hydrographique initial (Figure III.74).

Dans le poljé de Lívar, le déblaiement des calcaires, plus précoce au sud de la dépression du fait du relèvement de l'axe anticlinal, a entraîné la polarisation du drainage vers cette extrémité comme semble, d'ailleurs, l'indiquer la localisation des ponors anciens et actuels. Cependant, l'évolution du Llano de Lívar en poljé ne permet pas d'envisager cette réorganisation des écoulements comme une simple inversion du sens de drainage. En effet, le développement d'un poljé par ablation karstique suppose la présence d'une nappe d'inondation, au moins temporaire, qui a perduré à un même niveau durant une période relativement longue. La définition des modalités

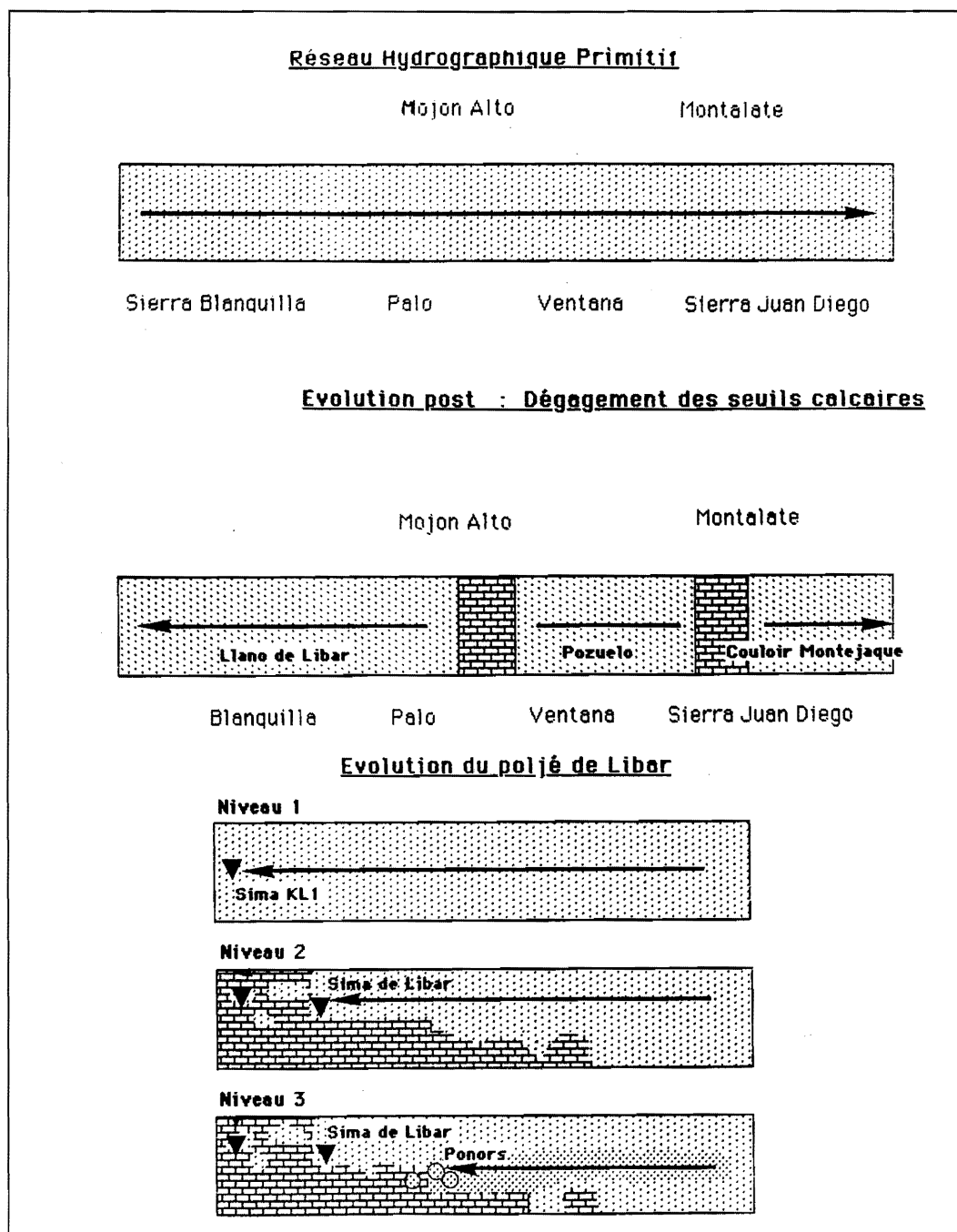


Figure III.74 - Schéma d'évolution globale du poljé de Lívar

de mise en place et de permanence de cette nappe d'inondation, en fonction du cadre structural, karstique et morpho-climatique, est fondamentale dans la compréhension du déclenchement et de l'évolution du poljé de Libar.

2.1.1.3. Les facteurs à l'origine d'une nappe d'inondation

Plusieurs facteurs peuvent être à l'origine d'une nappe d'inondation :

- l'absence préalable d'une structure de drainage souterrain suffisamment développée pour évacuer la totalité des écoulements de surface, du moins lors des périodes de crue. Il est délicat de rapporter cette carence à l'ensemble de la structure endokarstique car dans ce cas comment expliquer que cette structure a été capable de "capturer" les écoulements superficiels. Par contre, cette carence a pu être localisée et réduite à la tranche superficielle du karst située aux abords du poljé. Cet éventuel décalage entre cette tranche superficielle et l'endokarst pourrait être ici attribué au décapage tardif de la couverture crétacée à l'intérieur du demi-graben. Ce décalage a pu être également accentué par une certaine lenteur de la structuration de cette tranche supérieure du karst liée à l'éloignement de l'exutoire karstique (émergence de las Buitreras). Quoiqu'il en soit, au fur et à mesure du développement des connexions "poljé-drainage endokarstique", la nappe d'inondation

superficielle s'estompe puis disparaît ainsi que les conditions propices à l'extension latérale du poljé ;

- l'existence d'un barrage karstique entraînant un engorgement endokarstique et implicitement l'inondation du poljé. Le dispositif structural ne nous permet pas d'envisager, ici, l'existence d'un tel barrage ;

- le colmatage du plancher karstique par des insolubles et des débris imperméables. Un tel feutrage peut jouer un rôle important dans le maintien d'une nappe d'inondation au dessus du karst comme l'ont montré de nombreux travaux (H. Louis, 1956 ; J. Roglic, 1960 ; J. Nicod, 1967, 1989 ; R. Lhénaff, 1968 ; J.J. Dufaure, 1977). En favorisant le stationnement de la nappe d'inondation, il permet l'extension de l'ablation karstique à la fois sur les bordures (corrosion latérale) et sur le plancher calcaire (corrosion par imbibition sous couverture). Par ailleurs, il contribue à freiner voire à bloquer l'évolution des réseaux souterrains proches de la surface. L'étude de la zone d'absorption actuelle du poljé est intéressante car elle permet de saisir le fonctionnement au moins actuel du poljé et l'origine de sa nappe d'inondation (Figure III.75). L'arroyo qui draine la dépression de Libar, se perd dans des soutirages collés aux flancs calcaires, et dans des entonnoirs situés dans les dolines défonçant l'ancien plancher karstique (Niveau 1). Malgré leur multiplicité, ces pertes s'engorgent rapidement lors des hautes eaux et entraînent un ennoiment temporaire et localisé du Llano de Libar. Cette incapacité d'évacuer l'excédent saisonnier

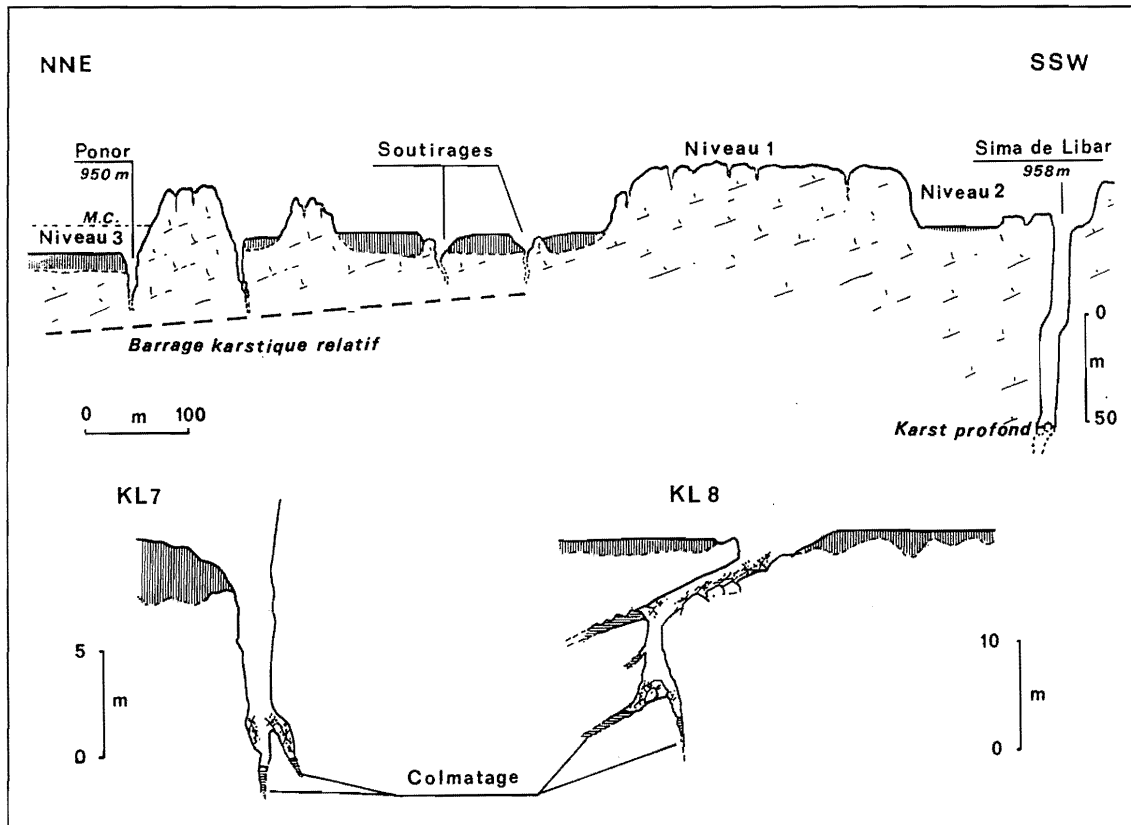


Figure III.75 - Les pertes et soutirages actuels du Llano de Libar et leur situation par rapport à la Sima de Libar. Exemples de deux ponors "pénétrables" : le KL 7 et le KL 8.

M.C : Niveau d'inondation du poljé aux abords des ponors actuels.

peut paraître surprenante étant donné la proximité de la Sima de Líbar qui correspond à une ancienne connexion apparemment développée vers l'endokarst. L'exploration des quelques pertes pénétrables révèle l'état embryonnaire de ces réseaux souterrains qui s'anastomosent à faible profondeur sur des conduits décimétriques généralement obstrués.

Ne pouvant attribuer la nappe d'inondation temporaire actuelle à la présence d'un barrage karstique ou à l'absence d'une structure développée de drainage endokarstique, celle-ci apparaît essentiellement liée à la présence de matériel imperméable provenant, entre autres, du Crétacé. Ce matériel détritique a pour principal effet de colmater efficacement les ébauches de pertes. Cette rapide obstruction des réseaux cutanés entraîne une migration permanente des pertes et interdit tout développement de connexions efficaces vers l'endokarst. Ce schéma d'évolution rejoint l'hypothèse émise par H. Louis (1956) sur la non permanence des ponors due au colmatage des réseaux cutanés. J.J. Dufaure (1977), dans son étude des poljés du Péloponnèse, attribue à ce colmatage ponctuel le concept de "barrage karstique relatif".

Si on attribue les mêmes causes aux nappes d'inondation responsables des deux anciens planchers du poljé de Líbar (Niveaux 1 et 2), l'existence-même de gouffres d'absorption à chacun de ces niveaux (*simas* KL1 et de Líbar) signifie que le colmatage exokarstique est un phénomène temporaire. Dès que celui-ci n'est plus fonctionnel pour des raisons qui restent à définir, le caractère concentré des écoulements superficiels contribue au creusement de pertes privilégiées. Une relation d'équivalence entre développement endokarstique et concentration du drainage se mettant progressivement en place. Dans ce cadre évolutif, le développement endokarstique marque la fin des processus d'aplanissement karstique, donc de l'évolution *s.s.* du poljé. Toujours dans cette même logique, l'étagement de trois niveaux suppose le retour de conditions favorables aux aplanissements karstiques, donc d'une nappe d'inondation, et ce en dépit de l'existence d'un endokarst développé. Ce schéma d'évolution soulève deux problèmes qui restent à résoudre : quelles sont les causes à l'origine de l'étagement des planchers karstiques et quels sont les agents responsables d'un colmatage périodique de l'exokarst.

2.1.1.4. Les apports de l'analyse des remblaiements colluviaux du poljé de Líbar

Le plus ancien plancher du poljé (Niveau 1) est puissamment karstifié. Les dépôts superficiels en présence se réduisent à quelques poches et dolines. Les niveaux plus récents (2 et 3) ne possèdent guère d'épaisses formations superficielles, et le substrat est, le

plus souvent, sub-affleurant. Les remblaiements détritiques les plus épais (1,5 m d'épaisseur) se situent aux abords des ponors (actuels ou hérités). L'étude de ces remblaiements nous permet de cerner le contexte morpho-climatique de leur mise en place et d'aborder leur part de responsabilité dans la genèse et l'évolution du poljé.

Les sondages et les analyses effectués dans ces formations superficielles des "Niveaux 2 et 3" permettent d'apporter les faits suivants (Tableaux synthétiques III.12 et III.13) :

- le sommet des coupes correspond généralement à des vertisols en place ou remaniés ;

- les niveaux argilo-limoneux brunâtres sous-jacents comportent une forte proportion d'illites, la présence d'interstratifiés illite-vermiculite et une faible représentation de kaolinite (détermination minéralogique-Universidad de Cordoba). Cette composition évoque celle des sols fersiallitiques méditerranéens (J. Vaudour, comm. orale), mais l'absence d'horizons pédologiques *s.s.* et la présence de nombreux plans de cassure font plus penser à un sol remanié qu'à un sol en place. L'hypothèse d'un colluvionnement vers le fond de la dépression (sol remanié) semble, par ailleurs, appuyée par la présence de niveaux caillouteux venant fossiliser les sols remaniés. Ces apports détritiques composés de calcaires et d'éléments siliceux serait l'expression d'une ablation postérieure du substrat (silex des calcaires noduleux jurassiques) ;

- les remblaiements des niveaux 2 et 3 présentent des différences. Le "Niveau 2" s'apparente à un paléosol fersiallitique en place (2.3) sur lequel repose un vertisol également en place. Par contre, la séquence du "Niveau 3" apparaît beaucoup plus chahutée : elle se caractérise par une accumulation de colluvions remaniant d'anciens sols fersiallitiques puis des vertisols. Cette différence peut s'expliquer par le fait que dès lors que le "Niveau 2" a été déconnecté du drainage du poljé, il n'a plus connu d'apports colluviaux et les horizons pédologiques n'ont plus été remaniés. Si on prend pour référence chronologique les datations effectuées sur la Sima de Líbar, le paléosol fersiallitique en place (2-3) pourrait être contemporain de l'optimum éémien. Dans ce cadre d'évolution, le niveau colluvial à la base du remblaiement du "Niveau 3" pourrait correspondre aux remaniements des sols éémiens ;

- dans le remblaiement du "Niveau 3", deux horizons à charbon de bois ont été relevés. L'analyse anthrologique (Université de Montpellier) donne les indications suivantes :

- Niveau "3-4" : 40 % de chêne pubescent (*Quercus Pubescens*), 25 % de hêtre (*Fagus*) et 10 % de chêne vert (*Quercus Ilex*) soit un contexte plus tempéré qu'actuellement et probablement contemporain de l'optimum éémien ;

- Niveau "3-2" : 60 % de chêne vert (*Quercus Ilex*) et genévrier (*Juniperus*), soit un contexte végétal proche de

Horizon	Profondeur	Description	Interprétation
2 - 0	0 - 5	Litière	
2 - 1	5 - 30	Niveau argileux noirâtre à tracées blanchâtres	Vertisol en place
2 - 2	30 - 35	Niveau de débris calcaires altérés et de silex	
2 - 3	35 - 50	Niveau argilo-limoneux brunâtre à structure prismatique se débitant en cubes et à revêtements sombres sur les faces.	Vieux-sol fersiallitique en place
2 - 3 bis	50 - 70	Structure plus massive et à tâches rougeâtres	
2 - 4	70 - 75	Niveau à débris grossiers calcaires très altérés et silex altérés	Niveau détritique
2 - 5	75	Niveau argilo-limoneux rougeâtre à nombreux plans de cassure contenant des éléments siliceux altérés et accumulation calcaire pulvérante	Remaniement de vieux-sols fersiallitiques

Tableau III.12 - Profil synthétique du remblaiement du Niveau 2 du poljé de Líbar

Horizon	Profondeur	Description	Interprétation
3 - 1	0 - 15	Niveau argileux noirâtre trituré et fissuré à trainées blanchâtres et contenant des cailloutis calcaires	Vertisols (en place ?)
3 - 2	15 - 30	Niveau argileux noirâtre riche en cailloutis calcaires peu altérés, à charbon de bois et matériel pré-historique et historique Charbon de bois : 60 % de chêne vert	Niveaux détritiques
3 - 3	30 - 35	Niveau de débris calcaires sub-émoussés altérés et silex sub-anguleux	
3 - 4	35 - 120	Niveau argilo-limoneux brunâtre présentant des plans de cassure, litages non-organisés de cailloutis calcaires et siliceux et des niveaux irréguliers de charbon de bois. Charbon de bois : 40 % de chêne pubescent, 25 % de hêtre	Remaniement de vieux-sols fersiallitiques
3 - 5	120 - 150	Argile bariolée compacte à tracées bleuâtres	Pseudo-gley ?
3 - 6		Roche en place (calcaires jurassiques) émoussés	

Tableau III.13 - Profil synthétique du remblaiement du Niveau 3 du poljé de Líbar

l'Actuel. L'horizon 3-2 est, d'autre part, accompagné de débris de céramiques et d'industries lithiques néolithiques (la dispersion et la fragmentation du matériel n'a pas permis un diagnostic plus précis) ainsi que de décombres historiques (époques romaine, arabe, médiévale et plus récente).

De ces premières observations, il ressort que les remblaiements des "Niveaux 2 et 3" correspondent en grande partie à des colluvions provenant ou ayant remanié des horizons pédologiques. La détermination des argiles évoque des sols de type fersiallitique qui se seraient agencés sous des conditions climatiques légèrement plus tempérées que l'Actuel ; contexte bio-

climatique que semble, par ailleurs, suggérer le spectre végétal de l'horizon 3 4. Si on replace ces données dans le cadre pléistocène fixé par les datations des formations stalagmitiques, les vieux sols fersiallitiques peuvent être rapportés aux optima et leur érosion des péjorations pléistocènes. Dans cette hypothèse, le poljé de Líbar aurait évolué sous contrôle des variations climatiques pléistocènes : les optima climatiques étant propices à la pédogenèse et les péjorations étant responsables du déblaiement du couvert pédologique des rebords du poljé et, par conséquence, du remblaiement colluvial dans le fond du poljé. La nature argileuse de ce remblaiement a, de toute vraisemblance, contribué au feutrage

imperméable du plancher calcaire et favorisé la mise en place d'une nappe épikarstique. D'autre part, la libération d'importantes quantités d'eau lors de la fusion nivale a, sans nul doute, contribué en présence de ce colmatage. La mise en place saisonnière d'une nappe d'inondation, responsable du développement des trottoirs de corrosion, peut être, ici, rapportée aux eaux de fusion nivale, concentrée sur quelques mois de l'année.

La présence de matériel néolithique et historique dans l'horizon 3-2 du "Niveau 3" met en évidence une phase relativement récente de colluvionnement. Ce remblaiement holocène semble en contradiction avec l'hypothèse précédente associant apport détritique et péjoration climatique, sauf si on fait intervenir d'autres paramètres de déséquilibre écologique ; un de ces paramètres peut être, ici, l'homme. Les déforestations successives qu'a connu la *serranía* (charbonnières : *infra*) ont sans aucun doute provoqué l'érosion des versants et contribué à de nouveaux apports détritiques dans le fond du poljé (Niveau 3).

Des analyses ont, également, été effectuées sur des dépôts piégés dans le paléo-plancher du poljé (Niveau 1). Les prélèvements ont été effectués dans des dolines situées sur des seuils (Niveau 1) de la terminaison méridionale du poljé et sur le seuil séparant ce poljé et la dépression del Pozuelo. Les différents sondages débutent généralement à la base par un niveau argileux compact de couleur rougeâtre et contenant des silex très altérés (Tableau synthétique III.14). Cet horizon est parfois surmonté par d'épais sols fersiallitiques mais aussi directement par des vertisols peu profonds. La détermination minéralogique des argiles du niveau rougeâtre (1-3) indique la présence de kaolinite, de montmorillonite et d'illite. Comparativement aux argiles contenues dans l'horizon 1-2 et les colluvions des "Niveaux 2 et 3", la kaolinite constitue, sans aucun doute, l'élément caractéristique des dépôts rougeâtres du niveau supérieur du poljé. Cette relative abondance de kaolinite, en égard au contexte montagnard, peut être l'expression d'une altération sous des conditions climatiques plus chaudes et humides et/ou d'une plus longue phase d'altération du substrat. Nous ne possédons pas d'éléments permettant de caler cette altération.

2.1.1.5. Conclusions : le poljé de Lívar, un témoin d'une longue évolution morpho-karstique

Le schéma d'évolution général suivant qui reste en grande partie hypothétique, peut être proposé pour le poljé de Lívar (Figure III.74).

Les vallons perchés à une centaine de mètres au dessus de l'actuel fond du poljé suggèrent l'existence d'un ancien réseau hydrographique qui aurait assuré, à un niveau plus élevé, le drainage du sillon médian de Lívar. Cet éventuel drainage qui a, dans ce cas, contribué à l'évacuation progressive de la couverture crétacée à l'intérieur du demi-graben, devait se réaliser en direction du bassin de Ronda pour des raisons d'ordre morpho-structural (abaissement du sillon vers le nord-est). Il est délicat de caler cet épisode hydrographique. Celui-ci a pu se mettre en place dès le Miocène supérieur en rapport avec le proche niveau de base marin (bassin de Ronda) ; celui-ci a pu être plus tardif et perduré jusqu'aux premiers stades d'enfoncement du réseau hydrographique (paléo-talweg du Guadares). Si on se réfère aux côtes altitudinales des vallons suspendus au dessus du poljé et de la paléo-vallée perchée du Guadares, le cours d'eau empruntant le sillon médian possédait une pente théorique de l'ordre de 3% et, de ce fait, une énergie érosive peu susceptible d'inciser profondément le Crétacé et de dégager les seuils calcaires transverses. D'ailleurs, ce profil théorique indique que ces seuils (liés à des accidents transverses) se situaient encore sous la couverture crétacée. Quoiqu'il en soit cette éventuel drainage aérien est assurément antérieur au soulèvement d'ensemble de la *serranía* rapporté pour l'essentiel au fini-Pliocène et Pléistocène inférieur (*supra* : Première Partie, 2).

Cette surrection d'ensemble est vraisemblablement un des moteurs déterminants de la désorganisation "du" réseau hydrographique originel de Lívar. Elle a conféré une nouvelle énergie à la *serranía*, a activé l'encaissement du Guadiaro, a contribué au dégagement de la couverture crétacée, a amplifié le potentiel de karstification de la Sierra de Lívar et a entraîné une restructuration du drainage karstique (*supra* : Chapitre 3). La désorganisation du réseau hydrographique primitif de Lívar s'est effectuée au niveau des seuils calcaires (accidents transverses) qui ont contribué à l'individualisation des dépressions médianes de Lívar : Llano de Lívar, Llano del Pozuelo et le couloir de

Horizon	Profondeur	Description	Interprétation
1 - 1	0 - 25	Niveau argileux noirâtre à tracées blanchâtres. Structure friable	Vertisol actuel
1 - 2	25 - 45	Niveau argilo-brunâtre à structure prismatique contenant des silex altérés et des calcaires pulvérulents	Vieux-sol fersiallitique
1 - 2 bis	45 - 90	Structure massive	
1 - 3	90	Niveau argileux compact rougeâtre contenant des silex très altérés	Remaniement d'altérités

Tableau III.14 - Profil synthétique du remblaiement du Niveau 1 du poljé de Lívar

Montejaque. Ce serait à partir de ce stade d'évolution que la dépression de Lıbar a commencé à fonctionner en poljé *s.s.*

L'affleurement des calcaires, plus précoce au sud de la dépression du fait du relèvement axial, a entraîné la polarisation du drainage vers cette extrémité comme le suggère la localisation des ponors anciens comme actuels. Cette réorganisation de l'écoulement superficiel soulève le paradoxe suivant : le karst est à la fois capable d'inverser le sens du drainage dans la dépression et incapable d'évacuer la totalité des écoulements si on se réfère à l'extension de l'ancien plancher karstique (Niveau 1). Dans ce cas précis, nous n'avons pas de réponses à ce paradoxe. On peut simplement proposer des jalons pouvant aider ultérieurement à résoudre cet hiatus. Car il s'agit bien d'un hiatus. Dès les premiers stades d'incision du réseau hydrographique régional, des structures de drainage karstique se mettent en place : le paléo-système de la Pileta en est un des témoins. L'enfoncement pléistocène du Guadiaro entraîne une réorganisation endokarstique et une verticalisation du drainage dans la tranche supérieure du karst. En présence de ces structures endokarstiques, il n'apparaît pas, *a priori*, étonnant que le karst ait provoqué dans la dépression de Lıbar une inversion de drainage. Cependant, et là est le paradoxe, l'existence et l'extension de l'ancien aplanissement karstique (Niveau 1) dans le fond du poljé impliquent le maintien à un même niveau et sur une longue durée d'une nappe d'inondation (temporaire ou non). Cette nappe est assurément liée à une carence du karst superficiel à absorber la totalité des eaux de surface. On peut, en effet, ici, écarter les causes d'ordre géologique (rejeu de failles fonctionnant dès lors en accident-barrant). Cette carence pourrait être due à un ancien colmatage du fond du poljé par un remblaiement colluvial dont les argiles rougeâtres seraient les anciens témoins. Dans cette hypothèse, on aurait, tout d'abord, assisté à une inversion de drainage dans la dépression de Lıbar puis à un efficace colmatage du karst superficiel capable de maintenir sur un long pas de temps et à un même niveau la nappe épikarstique responsable de l'aplanissement du plancher karstique dont la banquette de corrosion méridionale et le seuil septentrional sont les témoins les plus probants. L'efficacité de cette obstruction superficielle a pu être ici favorisée par le matériel issu de la couverture crétacée.

Dans l'hypothèse d'un colmatage à l'origine de l'aplanissement karstique du "Niveau 1", l'évacuation progressive de ce remblaiement, la moindre étanchéité du plancher calcaire, la stabilisation des points d'absorption et le développement des pertes sont les principaux facteurs de l'arrêt progressif du fonctionnement "épikarstique" de Lıbar et de l'extension latérale du plancher karstique. Cette période de transition avant le défonçement du paléo-plancher (Niveau 1) est marquée par le creusement de gouffre d'absorption (Sima KL1).

Ce basculement va entraîner une incision du poljé qui s'est préférentiellement effectuée dans les terrains crétacés. Cette incision implique une évacuation aisée des eaux vers l'endokarst et des écoulements n'entraînant plus le colmatage systématique des conduits souterrains. Du fait de l'abaissement axial vers le nord, l'enfoncement du poljé entraîne une migration progressive dans cette direction des points d'absorption au fur et à mesure de la mise à l'affleurement des calcaires jurassiques. Malgré un stade d'agencement relatif du fait de leur migration commandée par l'érosion régressive, ces pertes apparaissent, cependant, capables d'absorber le drainage du poljé et de ne pas contrarier l'incision du poljé. Cette dynamique d'ensemble suppose des écoulements peu chargés en matériel détritique et, implicitement, une érosion atténuée des versants. Dans cette hypothèse, cette phase d'enfoncement du poljé, responsable du perchement du paléo-plancher pourrait être rapportée ici à un contexte biostasique (optimum climatique pléistocène ?).

L'existence d'un second niveau d'aplanissement (Niveau 2) suppose un nouveau dysfonctionnement du karst, tout au moins de la zone d'infiltration de cette dépression. On ne peut, ici, rapporter ce dysfonctionnement à l'absence d'une pré-structuration de drainage endokarstique (Simas KL1 et de Lıbar). Si on se réfère au remblaiement colluvial de ce niveau (Tableau III.12), la cause la plus probable de ce dysfonctionnement est l'apport d'une importante quantité de matériel imperméable (sols et marno-calcaires crétacés) qui a eu pour effet de colmater les zones d'infiltration préexistantes. Ce colmatage du karst "cutané" aurait entraîné un nouveau renversement d'évolution du poljé : feutrage imperméable du plancher calcaire, engorgement de l'épikarst, et mise en place d'une nappe d'inondation aux abords de la zone d'absorption. Cette nappe pouvait avoir qu'un caractère temporaire notamment lors de la fusion du manteau nival. C'est, d'ailleurs, à proximité de la zone d'absorption que la corrosion a été la plus efficace comme en témoigne "l'embayment" de la Sima de Lıbar à l'intérieur du paléo-plancher (Niveau 1). C'est après la rupture, au moins partielle, de cette obstruction colluviale que s'est creusée la Sima de Lıbar. La présence et le calage chronologique de cascades stalagmitiques dues aux pertes d'écoulement incrustant indiquent que, jusque vers la fin du Pléistocène moyen, les eaux du poljé rejoignaient cette perte. Ce colmatage chronologique permet de rapporter les épisodes antérieurs de colmatage au Pléistocène moyen, voire inférieur.

On cerne mieux l'évolution récente du poljé de Lıbar. Le développement d'une pédogénèse de type fersiallitique requiert un contexte climatique tempéré qu'on peut ici rapporter à l'Eémien. Dans ce contexte, les écoulements peu turbides incisent le "Niveau 2". Cette incision entraîne l'abandon définitif de la Sima de Lıbar (absence de concrétionnement éémien) et une nouvelle

migration des ponors vers l'amont du fait du pendage axial vers le nord. Les péjorations climatiques du Pléistocène supérieur déclenchent une nouvelle phase de remblaiement du fond du poljé et d'évolution karstique du poljé (Niveau 3). L'étude du remblaiement confirme l'apport de colluvions remaniant d'anciens sols fersiallitiques. On retrouve un schéma d'évolution similaire à celui proposé pour le "Niveau 2" de Lívar qu'on peut ici rattacher au Pléistocène supérieur.

Enfin, une nouvelle phase d'apports détritiques a été relevée, mais due cette fois à une cause anthropique liée probablement à la déforestation des versants de la *sierra (infra)*. L'engorgement temporaire du poljé aux abords des soutirages d'absorption, l'état embryonnaire des ponors actuels rend compte du fonctionnement actuel du poljé de Lívar.

Ce schéma d'évolution karstique et le cadre morphogénique proposés dans cette étude du Llano de Lívar doivent être confrontés aux autres poljés de la Sierra de Lívar.

2.1.2. Le poljé del Pozuelo

2.1.2.1. Des niveaux de corrosion emboîtés

Le poljé du Pozuelo situé au nord et en contrebas du Llano de Lívar présente des traits analogues au poljé de Lívar. Logée dans le demi-graben médian, la dépression du

Pozuelo, de dimensions plus modestes (2,8 km sur 1km), présente également trois stades d'évolution (Figure III.76) :

- au SW, un niveau, perché à une dizaine de mètres du fond actuel du poljé, tronque les calcaires lités jurassiques (*supra* : 1.2). Cette banquette est défoncée par de nombreuses dolines notamment aux abords de la dépression actuelle ;

- un niveau d'aplanissement ("Niveau 2") qui se raccorde sur le rebord occidental à la Sima del Pozuelo. Cette cavité de 170 m de profondeur s'ouvre au contact du poljé et des calcaires jurassiques. Elle débute, à contre pendage, par une série de puits ; vers -95 m, la cavité se caractérise par un système de conduites forcées de 1 à 2 mètres de diamètre et dépendant du pendage vers l'axe synclinal médian.

- le troisième stade d'évolution correspond à de larges cuvettes emboîtées dans le "Niveau 2" (partie centrale de la dépression, au voisinage du Cortijo del Pozuelo). Ces cuvettes peu profondes et tapissées d'un manteau argileux s'inondent lors des grosses pluies hivernales. Ici, contrairement au poljé de Lívar, la dépression du Pozuelo n'est actuellement drainée par aucun arroyo même temporaire. Les eaux qui sourdent des terrains crétacés, au nord de la dépression, se perdent de manière diffuse dans le plancher de la dépression.

2.1.2.2. Un karst souterrain développé : la Sima del Pozuelo

L'étude de la Sima del Pozuelo nous permet d'aborder

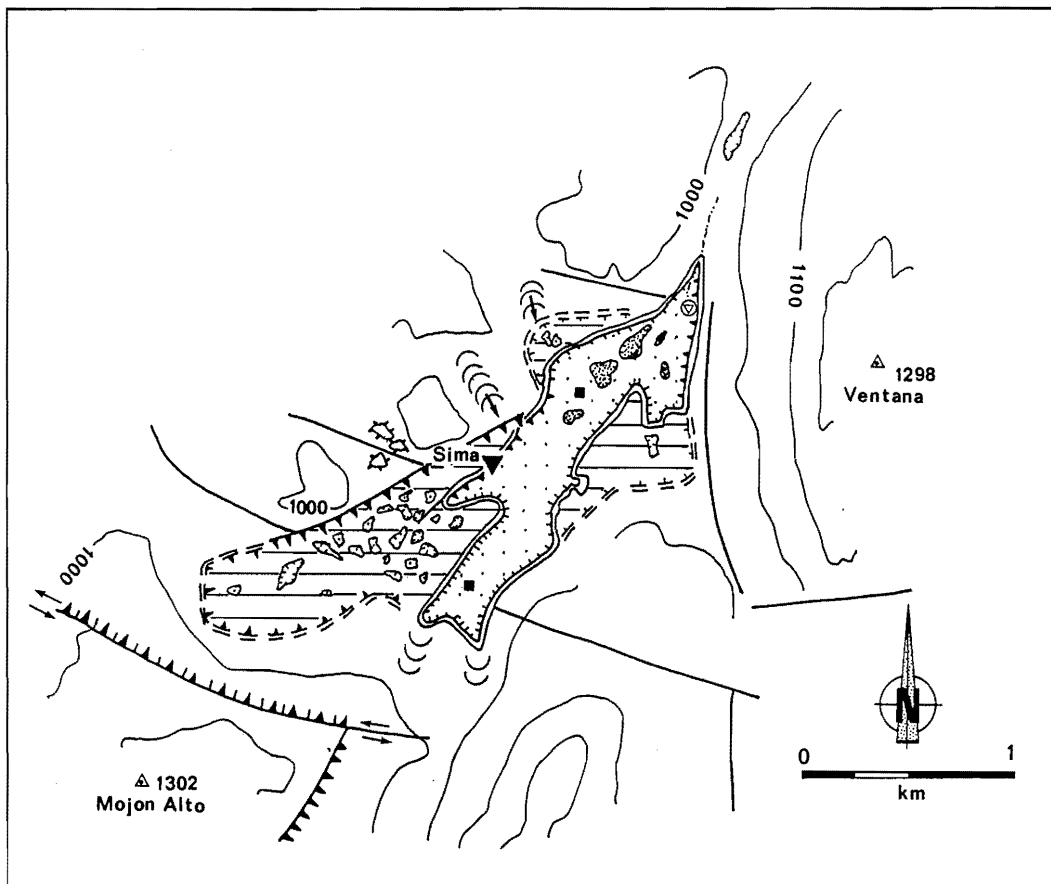


Figure III.76 -
Carton
morphologique du
poljé du Pozuelo

Légende identique à
la figure III.69



Photo 29 - Le poljé del Pozuelo (Sierra de Libar, Serranía de Grazalema). Cette dépression se situe dans un demi-graben. La "prairie" correspond au fond "actuel" du poljé. Le secteur boisé, en bas et à gauche de la photo, correspond à une ancien plancher karstique du poljé (trottoir karstique) On relève à l'arrière plan (tâche blanche) la ville de Ronda et le bassin molassique de Ronda (cf. Figure III.76).

Photo J.J. Delannoy



Photo 30 - Le même poljé del Pozuelo (Sierra de Libar, Serranía de Grazalema) vu sous un angle différent. Le paléo-plancher du poljé correspond au secteur boisé situé en arrière plan. A l'arrière du col qui ferme cette dépression vers le sud (vers l'arrière plan), se développe le poljé des Llanos de Líbar (cf. Figure III.67).

Photo J.J. Delannoy



Photo 31 - La Sima de Villaluenga del Rosario (Serranía de Grazalema). Cette *sima* absorbe les écoulements provenant du petit poljé de Villaluenga et des reliefs gréseux de la Sierra Peralto. On note sur cette photo, juste au dessus du gouffre d'absorption, le trottoir d'aplanissement karstique qui tronque les calcaires jurassiques. Ce trottoir correspond à l'ancien plancher du poljé de Villaluenga del Rosario (cf. Figures III. 85 et 86).

Photo J.J. Delannoy

Photo 32 - Sima del Republicano qui absorbe les eaux du semi-poljé de los Llanos de Villaluenga. Cette cavité de plus de 230 m de profondeur s'envoie lors des périodes de hautes eaux et entraîne l'inondation partielle des *llanos*. On relève bien sur cette photo la morphologie initiale en conduite forcée puis le surcreusement méandrique (cf. Figure III. 79 et 80).

Photo Ph. Audra

l'évolution "récente" de ce poljé (Figure III.77). Cette *sima* correspond à la perte d'un paléo-écoulement qui drainait le "Niveau 2" du poljé del Pozuelo. Les eaux qui s'y jetaient, sont à l'origine de deux familles de dépôts à l'intérieur de la cavité :

- d'une part, des remplissages détritiques de galets calcaires et siliceux ainsi que de sables grossiers mal triés ;
- et, d'autre part, des planchers stalagmitiques brunâtres pouvant atteindre 50 cm d'épaisseur. Ces planchers qui reposent sur les dépôts détritiques, ont été postérieurement recreusés, et sont aujourd'hui perchés à 1,20 m du fond de la galerie. Les datations effectuées sur ce matériel donnent un âge de -192 000 B.P., ce qui correspond à un optimum climatique de la seconde moitié du Pléistocène moyen (stade 7).

Les premiers enseignements de ces spéléothèmes sont de rapporter le creusement général de cette cavité et, à force priori, l'agencement du "Niveau 2" bien avant cet optimum, si on retient le schéma d'évolution du poljé de Lfbar. Si on se réfère au caractère perché du plancher stalagmitique et au surcreusement méandrique des conduites forcées, cette *sima* a connu une nouvelle phase de creusement. L'absence de planchers stalagmitiques postérieurs, notamment émiens, indique un abandon de cette perte au moins dès cet optimum et permet de rattacher la réactivation de la Sima del Pozuelo (re et surcreusement) à la seconde moitié du Pléistocène moyen (stade 6).

Le déclenchement de la désorganisation et la dispersion du drainage serait contemporain de l'abandon de la Sima del Pozuelo.

2.1.2.3. Évolution et assèchement du poljé

Globalement, on retrouve les mêmes grandes étapes d'évolution que le poljé de Lfbar : un ancien niveau perché, un niveau intermédiaire contemporain du Pléistocène moyen, et un défoncement postérieur du "Niveau 2" (cuvettes). Dans le détail, on relève des différences d'évolution entre ces deux dépressions dues vraisemblablement à une moindre efficacité des colmatages du poljé del Pozuelo. Par comparaison avec les conditions optimales du poljé de Lfbar, la faiblesse voire l'absence (actuelle) des feutrages des planchers del Pozuelo peuvent avoir plusieurs origines :

-1- un moindre remblaiement en débris imperméables du fait d'un bassin d'alimentation relatif plus réduit. D'ailleurs, hormis aux abords de la Sima del Pozuelo et le fond des cuvettes, le plancher actuel du poljé correspond à la roche en place ;

-2- une certaine stabilité des ponors le long de la faille directrice. Cette stabilité a pu être à l'origine d'un développement endokarstique (tout au moins dans la tranche supérieure du karst) plus rapide ici que dans le poljé de Lfbar. D'autre part, ce développement a pu être favorisé par la relative proximité de son exutoire karstique (Benaoján-Jimera de Lfbar) et par le rôle des accidents

transverses qui guident le drainage souterrain directement vers le Guadiaro (*supra* : Chapitre 1). Le caractère développé de l'endokarst, dès la seconde moitié du Pléistocène moyen, a entraîné l'arrêt d'évolution en poljé de cette dépression ;

-3- une influence (soutirages) plus rapide et directe des calcaires jurassiques sous-jacents qui a entraîné une dispersion des points d'absorption (cuvettes).

Dans ce contexte, l'extension du niveau de corrosion perché (Niveau 1) paraît démesurée par rapport aux stades suivants d'évolution du poljé. Les conditions litho-structurales permettent d'en expliquer partiellement les causes. Cette banquette s'est essentiellement développée dans des terrains particulièrement sensibles au travail de l'ablation : les calcaires lités du Jurassique supérieur et la zone de broyage liée à l'accident transverse de Mojón Alto (*supra* : 1.2). D'autre part, cette zone de broyage associée à l'accident directeur du demi-graben médian, tout en polarisant le drainage, a favorisé une dispersion des infiltrations ; dispersion qui s'est traduite par une multitude de réseaux souterrains peu développés et donc sensibles à des colmatages et ennoyements potentiels. Cette dispersion des infiltrations due au dense maillage de fissuration est également responsable de la multiplicité des dolines qui ont défoncé postérieurement ce paléo-plancher du poljé. Du fait de l'état de démantèlement de cet ancien niveau, nous n'avons pu trouver de dépôts en place contemporains d'un éventuel remblaiement qui aurait contribué au feutrage de cet ancien plancher karstique.

Malgré des degrés d'évolution différenciés dus aux conditions litho-structurales et hydrogéologiques propres à chacune des dépressions, les poljés de Lfbar et del Pozuelo possèdent un cadre morphogénique d'ensemble comparable. Cependant dans le cas du Pozuelo, la stabilité géographique des ponors et la proximité de son exutoire karstique ont vraisemblablement favorisé un développement plus rapide et poussé de la tranche supérieure du karst. Ce caractère plus développé, exprimé par la Sima del Pozuelo, a entraîné un arrêt plus précoce de l'évolution karstique *s.s.* de ce poljé.

Les poljés de Zurraque et de Montalate, situés dans la région nord-occidentale de la Sierra de Lfbar, présentent des schémas d'évolution proches des dépressions précédentes : étagement de niveaux de corrosion et des ponors. Dans le cas du poljé de Montalate, l'enfoncement du poljé dans le niveau supérieur (Niveau 1) a conduit au dédoublement de la dépression (Figure III.78). Le "hum" qui sépare les deux dépressions creusées dans les terrains crétacés, correspond à un petit horst transverse au sommet duquel est conservé le paléo-plancher du poljé. Ce horst transverse, responsable de l'affleurement des calcaires jurassiques, a eu pour effet de polariser le drainage de chacune des dépressions. Cette polarisation des

Sima del Pozuelo

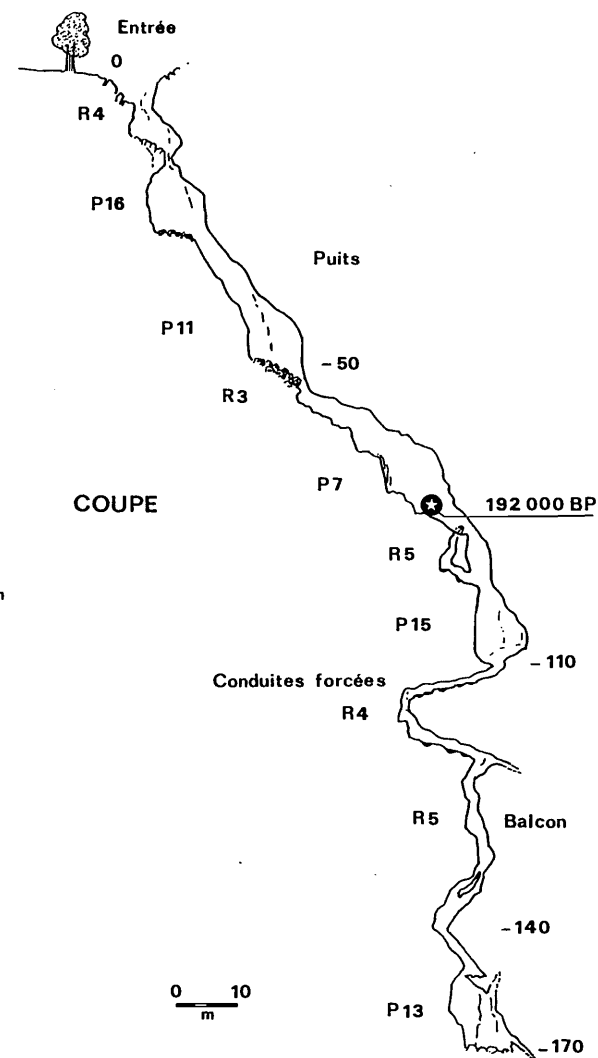
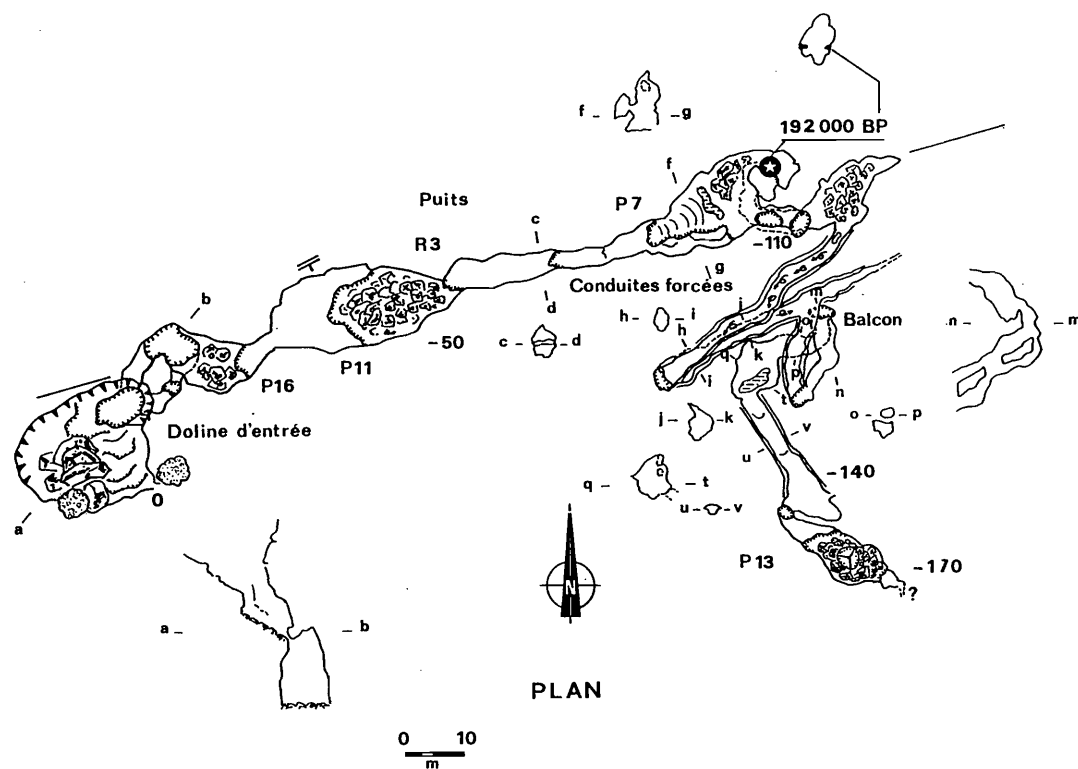


Figure III.77 - La Sima du Pozuelo (page de gauche)

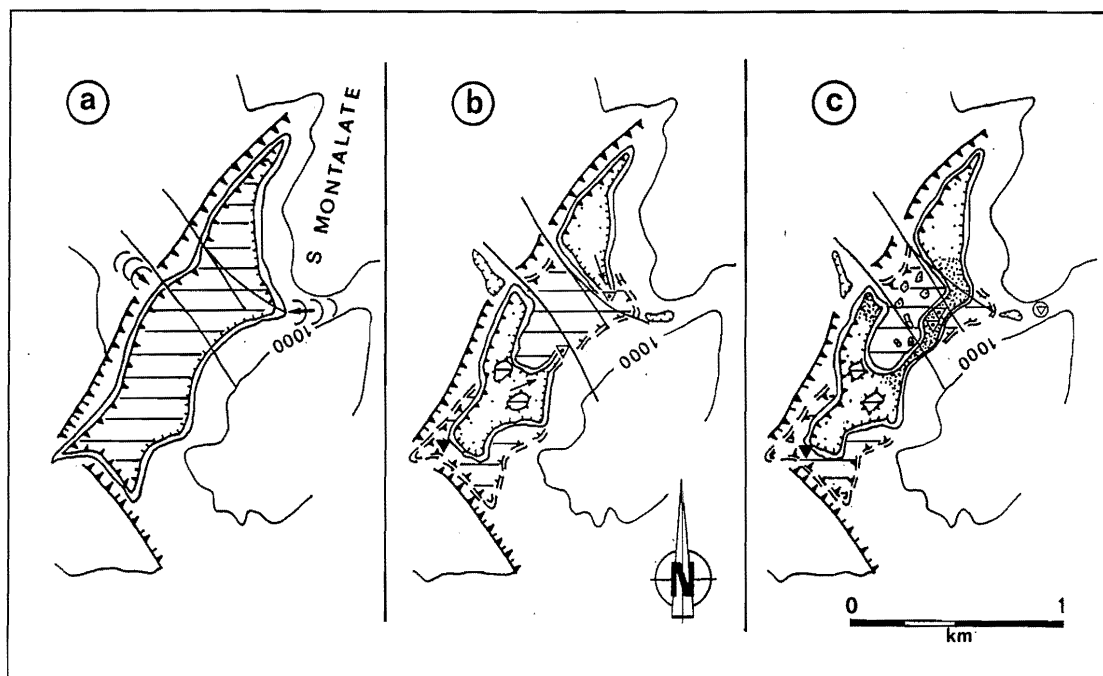


Figure III.78 - Évolution morphologique du poljé de Montalate

a : Poljé "initial" ;

b : Encaissement du poljé en deux dépressions séparée par un "hum-horst" transverse ;

c : Etat actuel du poljé de Montalate. Le hum qui a polarisé le drainage des deux dépressions, est actuellement recoupé par un couloir surbaissé (Niveau 3).

écoulements a entraîné la dégradation partielle de la banquette de corrosion perchée, notamment au SE où s'est ouvert un couloir karstique reliant les deux dépressions et au fond duquel se concentrent les ponors actuels.

2.2. Les "poljés-ouverts" de la Sierra de Lívar : des morphologies karstiques associées à des cours d'eau allogènes

2.2.1. Les Llanos de Villaluenga

2.2.1.1. Un semi-poljé fonctionnel

Les Llanos de Villaluenga longent sur plus de 6 kilomètres la bordure occidentale de la Sierra de Lívar (Figure III.79). Cette dépression oblongue d'orientation NNE-SSW se développe au contact des marno-calcaires crétacés et des calcaires jurassiques recoupés l'un comme l'autre par un système étagé de banquettes de corrosion. Rappelons la dissymétrie déjà évoquée des rebords de cette dépression :

- un abrupt rebord oriental (retombée anticlinale de Lívar) accidenté par quelques "embayments" d'extension limitée ;
- un contour occidental extrêmement sinueux dû à de nombreux vallons affluents descendant des reliefs gréseux de la Sierra Peralto.

Au sud de la dépression, au delà du petit col surbaissé de las Cañadillas, se développe une large vallée, la Loma de Barrida qui se raccorde à la dépression d'Ubrique.

Les Llanos de Villaluenga sont drainés par les *arroyos* de los Alamos et de las Merinas qui incisent d'un à deux mètres le fond "alluvial" de la dépression. Ces deux cours d'eau temporaires se perdent sur le rebord oriental calcaire du "poljé", dans la Sima del Republicano (Figure III.80). Cette cavité débute, à contre-pendage, par une vaste galerie surcreusée qui débouche, à l'aval, sur un puits d'une trentaine de mètres. Le surcreusement de la galerie permet de rejoindre par des ressauts de 5 à 8 mètres le fond du puits. Le réseau, d'abord chaotique et encombré de matériaux divers, passe rapidement à des conduites forcées elliptiques (en fonction de la stratification) très déclives et surcreusées par de profondes marmites (R. Marti Romero, 1972 ; A. Fernandez Pedroche, 1980). Des datations ont été effectuées sur les planchers stalagmitiques couvrant le surcreusement des conduites forcées ; leur âge est de 107 000 B.P. Une série de puits et de ressauts descendent jusqu'à -210 m où se situe un profond lac siphonnant ; ce lac plongé en 1986 se profile en un vaste puits noyé dont le fond n'a pas été atteint (descente jusqu'à -30 m) (J.M. Etienne, 1987). Les réseaux intermédiaires (-70 à -160 m) de cette cavité présentent de nombreux témoins de mises en charge brutales (galets coincés au plafond). D'ailleurs, lors des

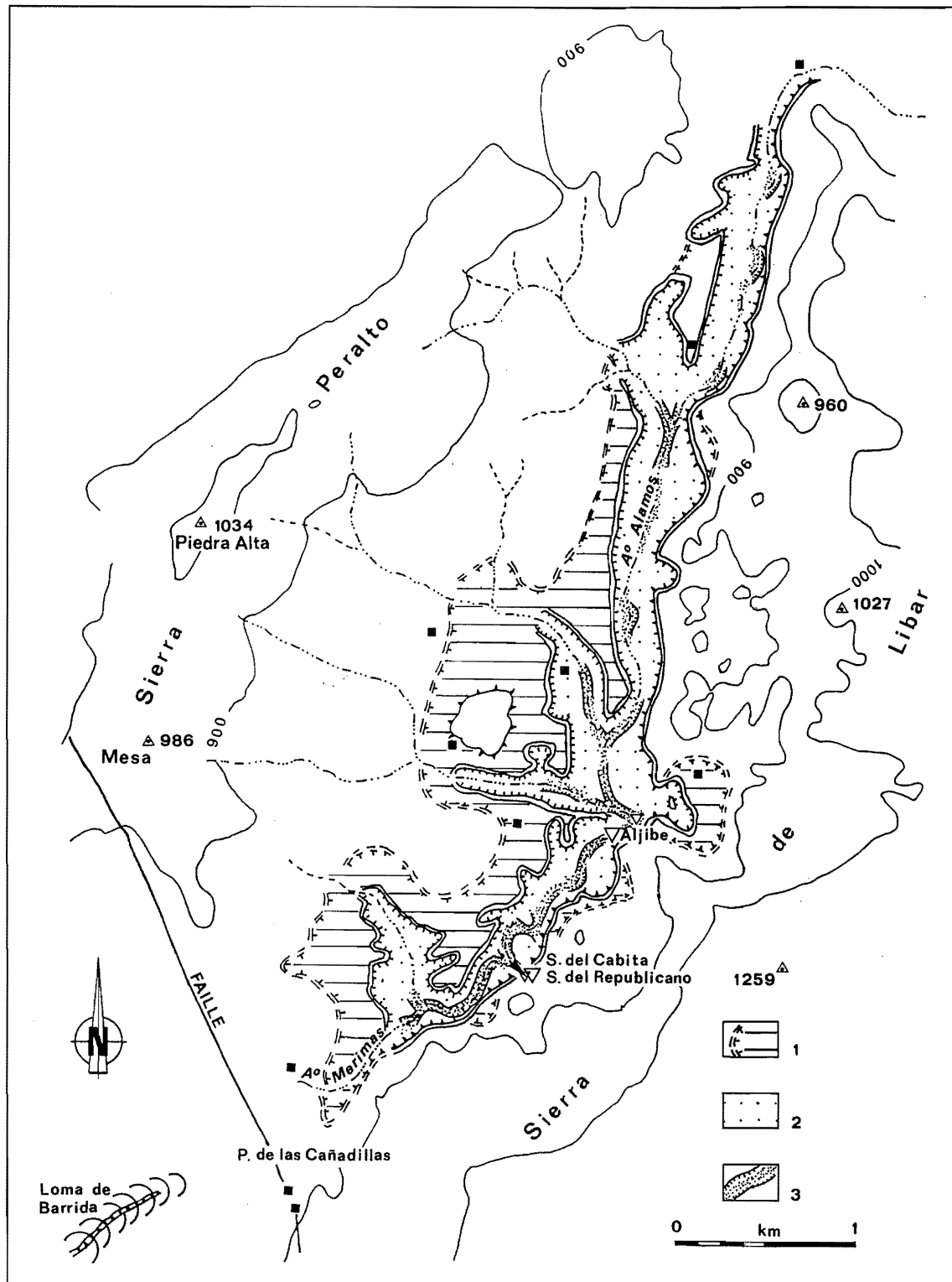


Figure III.79 - Carton morphologique des Llanos de Villaluenga

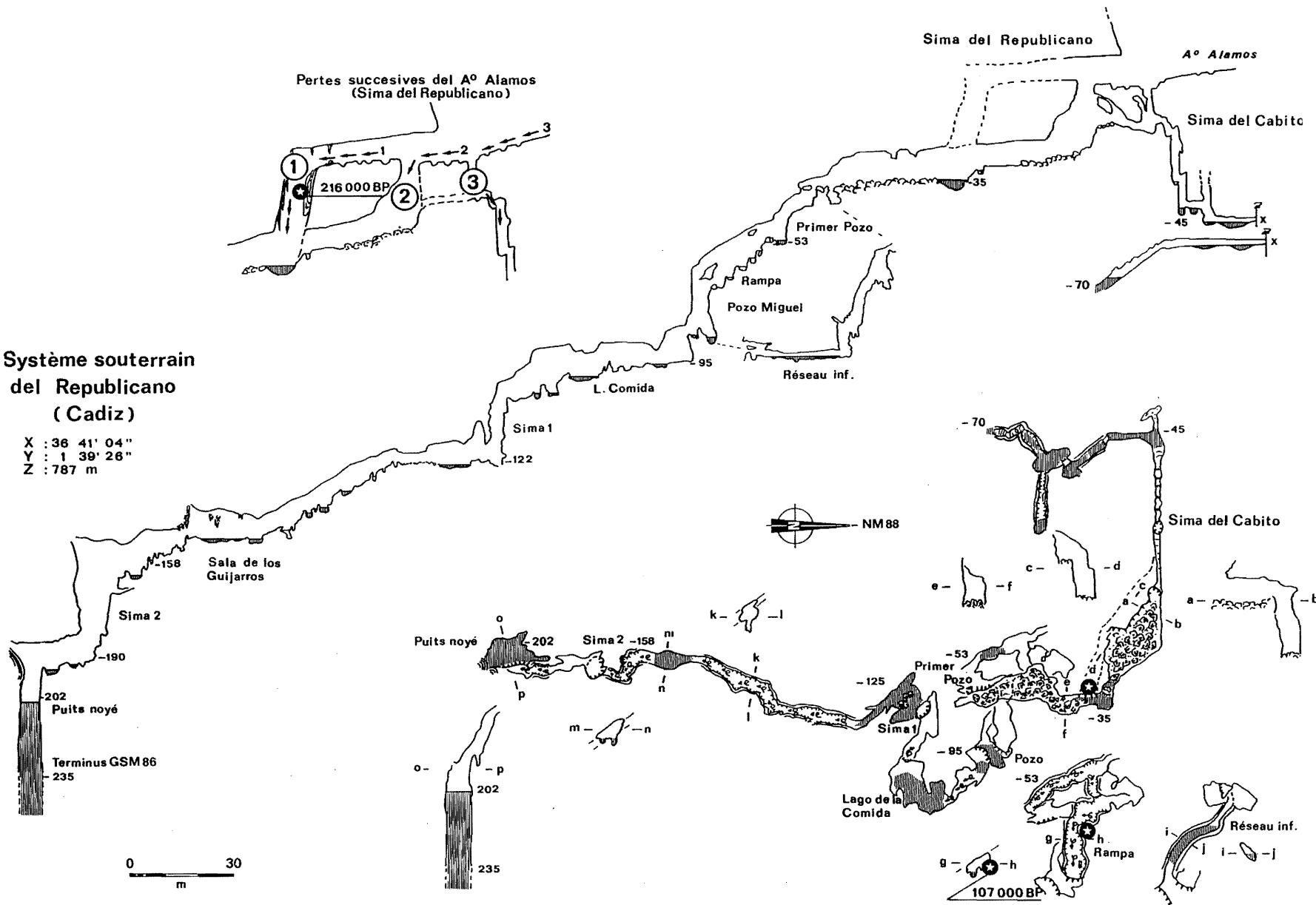
Même légende que la figure III.69

1 : Limite du paléo-poljé et Niveau 1 ; 2 : Niveau 2 ; 3 : Entaille fluviale des arroyos parcourant les llanos.

Figure III.80 - Les Simas del Republicano et del Cabito de Ronda

Système souterrain del Republicano (Cadiz)

X : 36 41' 04"
Y : 1 39' 26"
Z : 787 m



grosses crues, la Sima del Republicano s'ennoye complètement provoquant ainsi l'inondation de la dépression aux abords du ponor.

2.2.1.2. Un ancien réseau hydrographique

Le karst souterrain semble avoir joué un rôle capital dans l'évolution de los Llanos de Villaluenga, notamment en favorisant la capture d'un paléo-écoulement qui se dirigeait initialement vers la bassin d'Ubrique, *via* la vallée de Barrida. L'amont actuel de cette vallée qui se situe à un demi-kilomètre de l'extrémité méridionale des Llanos de Villaluenga, possède un lit disproportionné par rapport au bassin d'alimentation actuel et aux écoulements temporaires actuels.

Dans cette hypothèse, restent à définir les causes de ce renversement du drainage superficiel. Si on se réfère à l'organisation hydrographique actuelle, on constate que l'unique origine des affluents étant les ruisseaux descendants des reliefs de la Sierra Peralto a eu pour effet de contraindre l'Arroyo de los Alamos à s'écouler le long de la Sierra de Líbar. Plusieurs méandres de l'*arroyo* recoupent ainsi les assises calcaires de cette *sierra* ; c'est au niveau de ces recoupements que se situent les pertes actuelles : soutirages del Aljibe et *simas* del Republicano et del Cabito.

S'il en était de même par le passé, ces infiltrations d'abord partielles puis totales du cours d'eau ont-elles été le moteur ou un des résultats du basculement du drainage vers le karst ? L'existence même de banquettes de corrosion étagées qui témoignent du maintien d'une nappe d'inondation temporaire, signifie que le renversement de drainage de l'Arroyo de los Alamos ne s'est pas effectué aisément, sinon il se serait manifesté par un "simple" aveuglement de la vallée.

2.2.1.3. Les processus d'évolution karstique des Llanos de Villaluenga

La compréhension des Llanos de Villaluenga passe par la détermination des causes responsables de l'agencement d'une nappe d'inondation temporaire et de son maintien. Aux causes précédemment évoquées (feutrage imperméable du plancher et colmatage des réseaux cutanés par des colluvions lors de péjorations climatiques, et migration des ponors), l'accent doit être mis, ici, sur d'autres facteurs ayant pu entraîner la mise en place de la nappe d'inondation : l'existence d'un "barrage" endokarstique et l'environnement lithologique des *llanos*.

Les mises en charge actuelles de la Sima del Republicano, malgré un degré d'évolution avancé de ses réseaux, révèlent l'existence d'une "résistance" vers l'aval contrariant l'évacuation de la totalité des écoulements notamment lors des crues. Une étude hydrogéologique plus précise permettrait de définir les causes de cette "résistance" endokarstique.

Quelles que soient les causes de ce "barrage" endokarstique, les périodiques mises en charge de la Sima

del Republicano et ennoyements du poljé ont vraisemblablement contribué au feutrage imperméable du plancher de la dépression (par décantation des particules solides). Ce feutrage a été d'autant plus efficace que les eaux rejoignant la dépression provenaient des reliefs gréseux numidiens (eaux plus turbides que celles issues d'un environnement calcaire). Cette "imperméabilisation" a été, par ailleurs, favorisée par la nature-même d'une partie du plancher de la dépression : les marnes crétacées.

C'est à cette dynamique d'ensemble que nous rapportons le maintien d'une nappe d'inondation durant une période qui a dû être relativement longue si on se réfère à l'extension des banquettes de corrosion perchées. Celles-ci se sont préférentiellement développées sur les assises crétacées plus sensibles à l'ablation ; on relève également sur le rebord calcaire de la dépression des trottoirs perchés voire des encoches assez profondes accidentées de reliefs résiduels.

L'incision de cet ancien plancher karstique s'est préférentiellement effectuée dans les terrains crétacés. Cette entaille peut être l'expression de moindres mises en charge du ponor, et corrélativement d'un déboufrage progressif du plancher multipliant ainsi les connexions vers l'endokarst. On ne peut ici attribuer cet éventuel moindre ennoisement au développement endokarstique étant donné que la "résistance" responsable des mises en charge est toujours fonctionnelle. Si on se réfère aux évolutions des poljés précédents, on pourrait rapporter ce moindre ennoisement à un contexte biotasiqque qui aurait eu pour effet de réguler les écoulements en direction du poljé et d'atténuer l'érosion et donc l'apport de matériel détritique.

Cette phase d'enfoncement du poljé a été suivie de nouveaux aplanissements comme en témoignent les planchers inférieurs de corrosion tronquant essentiellement le Crétacé. Quelques aplanissements karstiques se sont également développés dans les calcaires jurassiques, mais ils restent strictement limités aux abords des ponors (Figures III.79 et III.81). Plusieurs facteurs favorables permettent d'expliquer l'efficacité de la corrosion latérale dans les calcaires jurassiques aux abords des pertes. Ces cavités se localisent toutes au niveau de la confluence de l'Arroyo de los Alamos avec les principaux torrents descendant de la Sierra Peralto qui ont eu pour effet de fixer les ponors auprès de ces confluences (Figure III.82). Ces mêmes ríos déposèrent et déposent sur le site des confluences d'importantes quantités de débris arrachés aux reliefs gréseux de Peralto, favorisant un colmatage localisé du plancher. Enfin, la mise en charge du karst souterrain, lors des grosses crues, entraîne l'inondation du fond du poljé aux abords des ponors. Ces deux causes sont vraisemblablement à l'origine des aplanissements karstiques apurés des zones d'absorption.

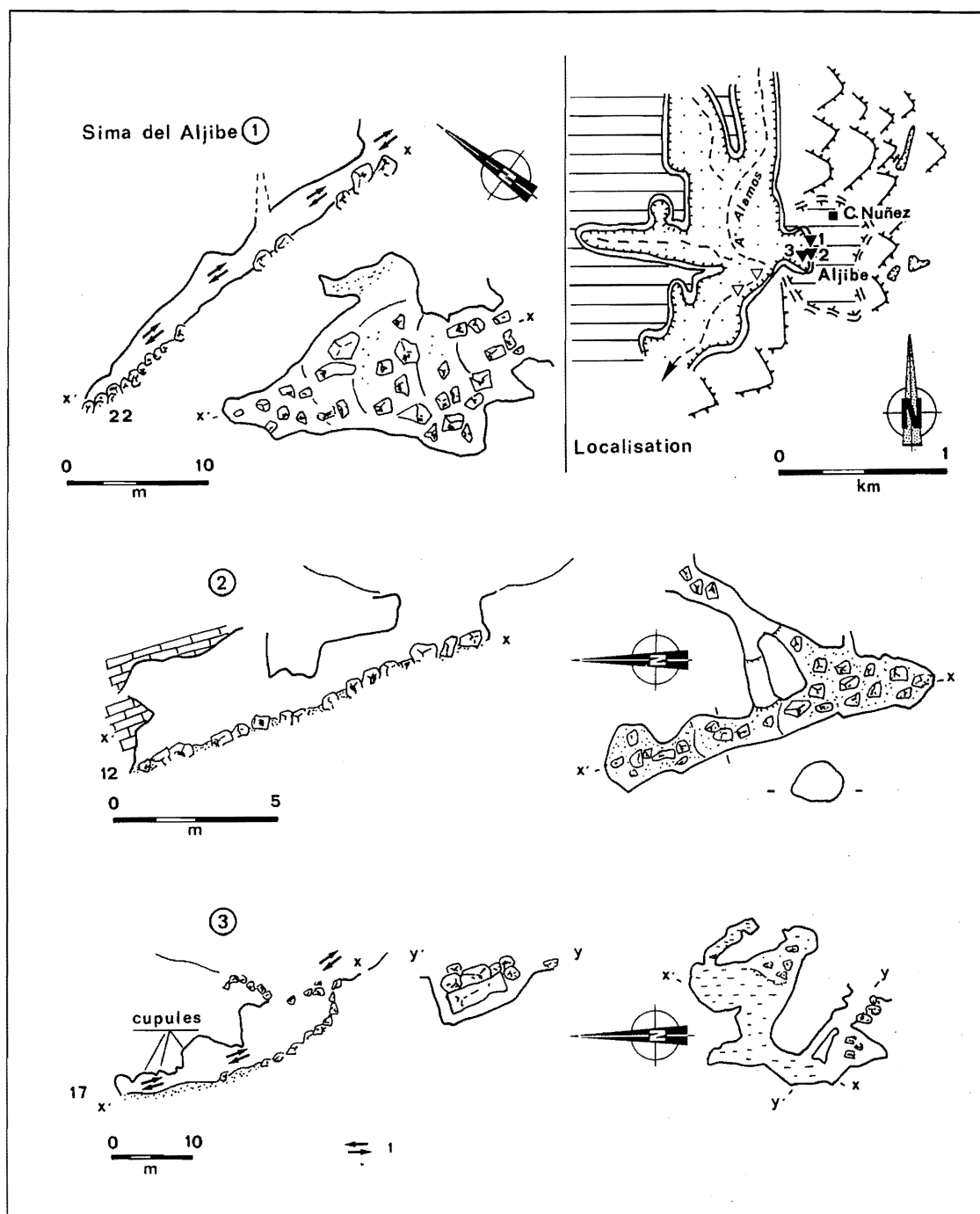


Figure III.81 : Localisation et topographies des simas de embayment de l'Aljibe

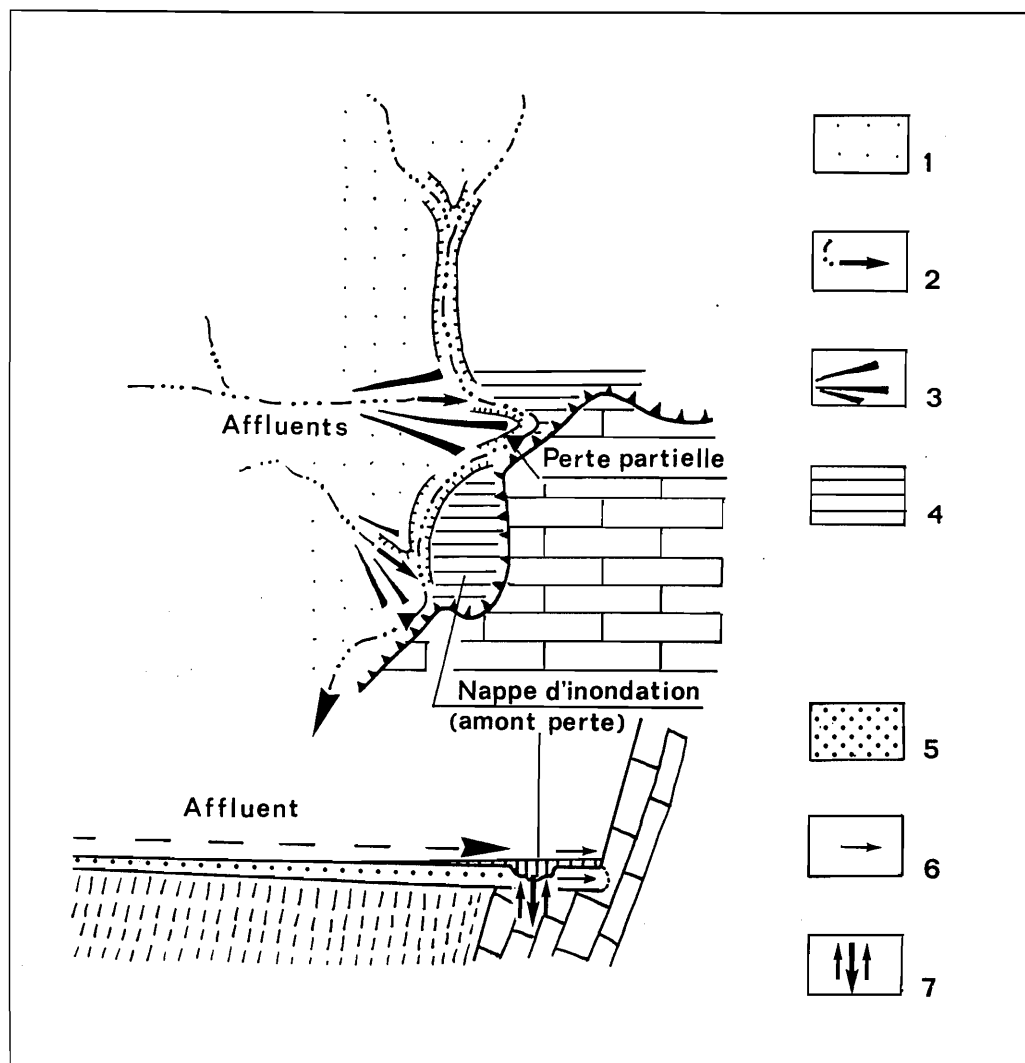
1 : Sima fonctionnant en ponor temporaire et se mettant rapidement en charge.

2.2.1.4. Les enseignements de l'étude spéléologique : la Sima del Republicano

La Sima del Republicano présente trois entrées étagées que nous rattachons aux trois étapes d'enfoncement du poljé (Figures III.83 et III.84).

La paléo-entrée se raccorde à un puits d'une trentaine de mètres donnant directement sur la galerie "principale" actuelle de la *sima*. Ce puits avant son abandon a été parcouru par des écoulements incrustants qui ont déposé des cascades stalagmitiques. Ces formations ont été datées de 216 000 B.P..

Au fur et à mesure de l'enfoncement du poljé, cette paléo-entrée a été délaissée pour un réseau inférieur : l'entrée "actuelle" de la *sima*. Cette galerie surcreusée par un petit *cañon* n'est active que lors des très grosses crues. En moyennes eaux, les arroyos de los Alamos-Merinas se perdent dans la Sima del Cabito qui s'ouvre au fond de la petite gorge de raccordement et légèrement en amont de la Sima del Republicano. En basses eaux, l'Arroyo de los Alamos se perd, environ un kilomètre en amont, dans les soutirages d'Aljibe ; ces soutirages s'engorgent rapidement provoquant l'inondation de l'embayment.



Les cascades stalagmitiques de la première entrée del Republicano sont contemporains d'un optimum climatique de la seconde moitié du Pléistocène moyen. Ce repère chronologique permet de fixer l'essentiel du creusement de la *sima* avant cet "optimum" ainsi que le probable agencement du niveau emboîté (Niveau 2). Il faut, en effet, rester prudent dans le cas des Llanos de Villaluenga du fait de la persistance du "barrage" endokarstique. Ici, la présence de structures souterraines développées dans la tranche supérieure du karst (Sima del Republicano) ne signifie pas automatiquement creusement ou assèchement du poljé, contrairement aux schémas d'évolution proposés pour les poljés de Libar et du Pozuelo.

Suite à cet optimum du Pléistocène moyen, on relève au moins deux stades de creusement du ponor et corrélativement d'enfoncement du poljé. Le premier stade se caractérise par le creusement de l'entrée "actuelle" de cette *sima* et de la majeure partie du surcreusement des conduites forcées. Cet épisode érosif est antérieur à l'Eémien si on se réfère aux planchers stalagmitiques qui moulent le surcreusement souterrain et qui ont été

rapportés à cet épisode (107 000 B.P.).

La présence de ces planchers signifie que durant l'Eémien, la *sima* était parcourue par des écoulements incrustants et peu turbulents. Ces planchers ont été postérieurement recreusés par des écoulements plus torrentiels vraisemblablement contemporains des pénétrations climatiques du Pléistocène supérieur. On rattache également au Pléistocène supérieur le creusement de la Sima del Cabito et "l'embalement" karstique del Aljibe. Cet "embalement" est, de nos jours, fréquemment occupé par une nappe d'inondation. Les soutirages qui s'y ouvrent malgré leur mobilité, concurrencent en basses eaux les Simas del Cabito et del Republicano.

2.2.1.5. Une évolution marquée par l'alternance de phases de creusement et d'aplanissement karstique

Les Llanos de Villaluenga, semi-poljé monoclinale situé sur un carrefour lithologique, présentent comme les poljés précédents un enfoncement successif de son plancher karstique. Cet enfoncement est entrecoupé d'aplanissements karstiques liés à la présence d'une nappe d'inondation (Figures III.83 et III.84). En fonction des

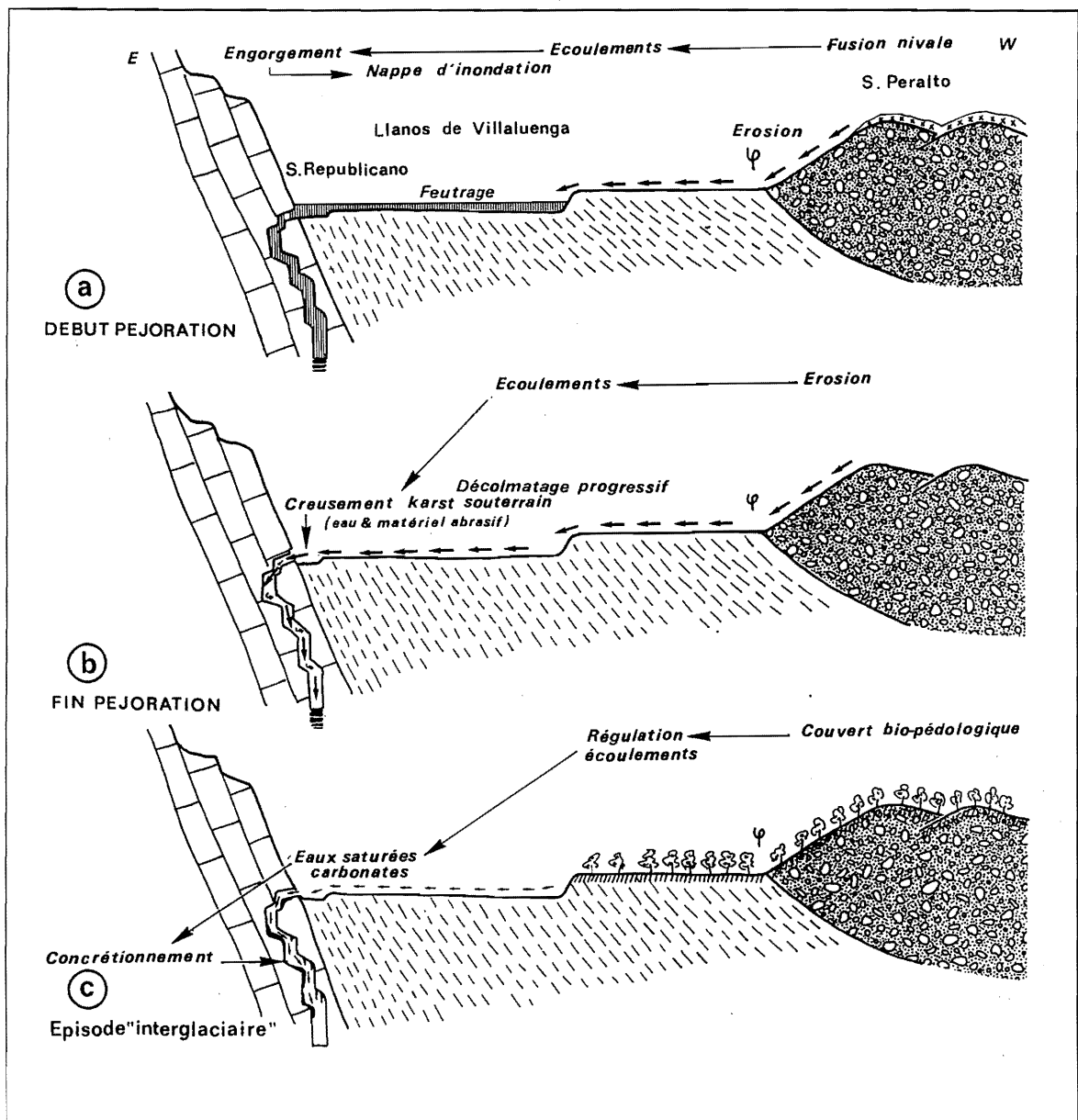


Figure III.83 - Évolution du système Llanos de Villaluenga-Sima del Republicano durant les épisodes morpho-climatiques pléistocènes

a et b : Épisodes froids pléistocènes. c : Episode tempéré pléistocène.

observations effectuées et des calages chronologiques, le cadre d'évolution suivant peut être proposé pour ce poljé.

Le fonctionnement en poljé de cette dépression débute avec la désorganisation d'un ancien drainage superficiel en direction du bassin d'Ubrique. Cette désorganisation peut être rapportée :

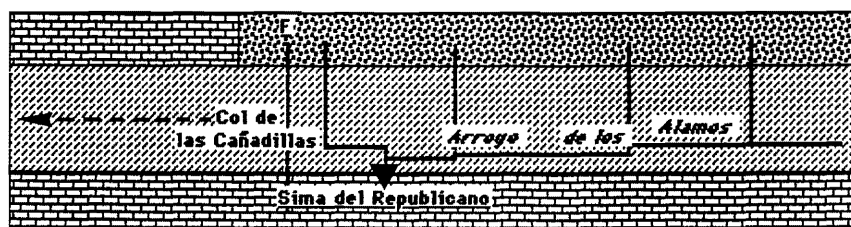
- au rapide approfondissement, dans le bassin flyschöide d'Ubrique, du réseau hydrographique dépendant du río Guadalete qui aurait eu pour effet de percher les affluents montagnards ;
- à un développement ou restructuration du drainage karstique provoqué par l'encaissement pléistocène du Guadiaro (dont dépend la Sima del Republicano, *supra* : Chapitre 1). Ce "développement" endokarstique a pu

favoriser la capture d'écoulements superficiels. Dans ce contexte, le moindre potentiel hydraulique de ces écoulements (dû aux captures) serait à l'origine du "perchement" des paléo-vallées qui se raccordaient au bassin d'Ubrique (*arroyos* Alamos et de Villaluenga del Rosario). Or, le bassin hydrographique du Guadalete s'est vraisemblablement mis en place durant la régression (vers le bassin de Cadiz) qu'a connu le domaine marin atlantique lors du Pliocène supérieur. Dès le Plio-Pléistocène, le réseau hydrographique du Guadalete était fonctionnel si on se réfère aux décharges de matériel bétique dans les sédiments plio-pléistocènes du Puerto de Santa Maria étudiés par C. Viguié (1974). Cet auteur a également défini une tectogénèse active durant le Pléistocène inférieur à laquelle il rattache l'essentiel de

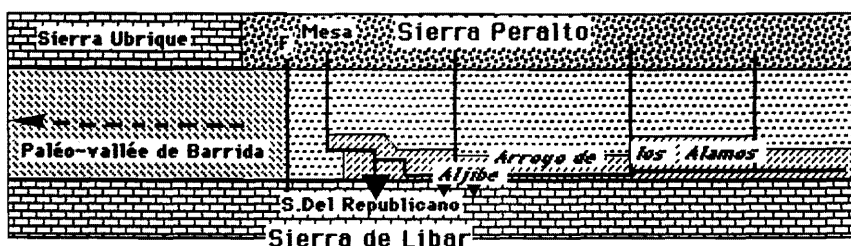
Réseau Hydrographique Primitif



Evolutions postérieures



Désorganisation du réseau hydrographique primitif de part et d'autre de la faille de las Cañadillas



Evolution en dépression fermée et emboîtement des niveaux.



Figure III.84 -
Évolution
schématique des
Llanos de
Villaluenga (Cadiz)

- 1 : Calcaires jurassiques pénébétiques ;
- 2 : Marno-calcaires crétacés ;
- 3 : Grès numidiens ;
- 4 : Niveau perché ;
- 5 : Niveau actuel surcreusé par le cours d'eau.

l'affaissement de la baie de Cadix et du delta du Guadalquivir. Cette tendance s'est, semble-t-il, poursuivie durant tout le Pléistocène si on se réfère aux déformations des lignes de rivage étudiées par J.P. Cadet et *al.* (1978). Les effets conjugués de la régression marine, de l'affaissement du domaine atlantique et du soulèvement d'ensemble bétique ont, sans nul doute, été les principaux moteurs de l'enfoncement du réseau hydrographique du Guadalete dans la Serranía de Grazalema. Cet enfoncement du Guadalete étant globalement synchrone de l'encaissement du Guadiaro qui a déclenché la karstification d'ensemble de la Sierra de Libar (*supra* : Chapitre 3), nous rattachons à cette période la désorganisation du réseau hydrographique originel des Llanos de Villaluenga.

Suite à la fermeture-aval de la dépression, on relève quatre grandes étapes morphogéniques : l'agencement du niveau supérieur, une première phase d'enfoncement du poljé, le développement du niveau intermédiaire (Niveau 2), et l'abaissement progressif du fond du poljé "conjointement" à des aplanissements localisés.

Les datations des formations stalagmitiques de la Sima del Republicano ont permis de caler le cadre d'évolution du semi-poljé. L'agencement du niveau d'aplanissement "intermédiaire" serait, en fonction du repère chronologique de la paléo-entrée de la Sima del Republicano, antérieur à la seconde moitié du Pléistocène moyen, ce qui souligne implicitement l'antériorité du premier emboîtement du poljé et à plus forte raison de l'évolution karstique responsable du niveau de corrosion perché (Pléistocène inférieur ?). L'extension du paléo-

plancher des Llanos de Villaluenga (niveau perché) souligne l'efficacité et/ou la durée des processus d'ablation karstique et implicitement l'incompétence du karst (au moins de la tranche superficielle) à évacuer les écoulements (formation d'une nappe d'inondation). Les causes ont pu être les mêmes que celles évoquées pour les niveaux d'aplanissement inférieurs : existence d'un "barrage" karstique provoquant la mise en charge des ponors et environnement propice au feutrage imperméable du plancher karstique (flyschs numidiens). A ces causes, on peut adjoindre le rôle éventuellement plus barrant de la faille transverse de las Cañadillas (mur crétaé).

L'étude conjointe du poljé et de la Sima del Republicano semble indiquer que les optima climatiques pléistocènes ont été peu favorables à l'engorgement du karst (meilleure régulation des écoulements), au colmatage du fond de la dépression (moindre érosion des reliefs gréseux de Peralto), et au creusement des réseaux souterrains ; c'est, en effet, durant ces épisodes que des écoulements incrustants ont déposé des formations stalagmitiques. Cette dynamique introduit, cependant, le paradoxe suivant : les aplanissements (liés en partie à l'incompétence des ponors) et les creusements souterrains de ce ponor seraient contemporains des péjorations climatiques pléistocènes.

Cet apparent paradoxe, qui était déjà sous-entendu dans le fonctionnement des simas de Líbar et del Pozuelo, peut être rapporté au schéma d'évolution suivant (Figure III.83) :

- le colmatage imperméable du fond du poljé se réalise dès les prémisses d'une dégradation climatique. Durant le Pléistocène, le passage d'un optimum à un refroidissement climatique s'est marqué par une dégradation et une aération de la végétation, donc par une moindre protection du substrat et du couvert pédologique (*supra* : Première Partie, 4). Le caractère relativement humide de la Serranía de Grazalema (*supra* : Chapitre 1) a vraisemblablement contribué dès cette dégradation végétale à une puissante érosion de la couverture pédologique des reliefs numidiens dont les débris ont entraîné le feutrage du plancher du poljé. Dans cette hypothèse, l'essentiel du colmatage imperméable est rattaché à cette phase de transition et au début de la péjoration climatique. En effet, le substrat une fois dégagé de sa couverture d'altération a dû fournir une quantité réduite de matériel détritique imperméable, notamment le substrat carbonaté. Dans le cas des Llanos de Villaluenga, cette dynamique a pu, néanmoins, se prolonger avec l'apport de matériel provenant des reliefs gréseux environnants. C'est au niveau de ce remblaiement colluvial que s'est développée la nappe épikarstique à l'origine de l'aplanissement du plancher calcaire de la dépression. Cet aplanissement a, de plus, été ici favorisé par une nappe d'inondation liée au mise en charge du ponor ;

- l'évacuation progressive du remblaiement colluvial

est synonyme d'une moindre étanchéité du fond du poljé et de la multiplication des points de fuite vers l'endokarst. Cette évolution a débuté plus ou moins précocement en fonction de l'importance et de l'étanchéité du colmatage, et a pu se réaliser durant l'épisode de péjoration climatique. Dans ce cas, les écoulements ont pu contribuer au creusement, à l'élargissement ou à la restructuration des *simas*. L'évolution de la Sima del Republicano semble appuyer une telle évolution d'ensemble. Ici, les écoulements issus des reliefs numidiens charriaient du matériel abrasif qui a contribué au surcreusement en marmites de géants et en "méandres" des conduites forcées "initiales". D'autre part, dans le même ordre de raisonnement, on peut rapporter à la période de transition climatique vers un optimum un moindre apport détritique vers le poljé et une meilleure régulation des écoulements, soit des conditions plus favorables à l'incision du poljé qu'à son extension latérale. L'évolution de la Sima de Líbar semble appuyer ce cadre évolutif (*supra*) ;

- durant l'optimum climatique, l'incision du poljé se poursuit et les écoulements souterrains incrustent les conduits endokarstiques.

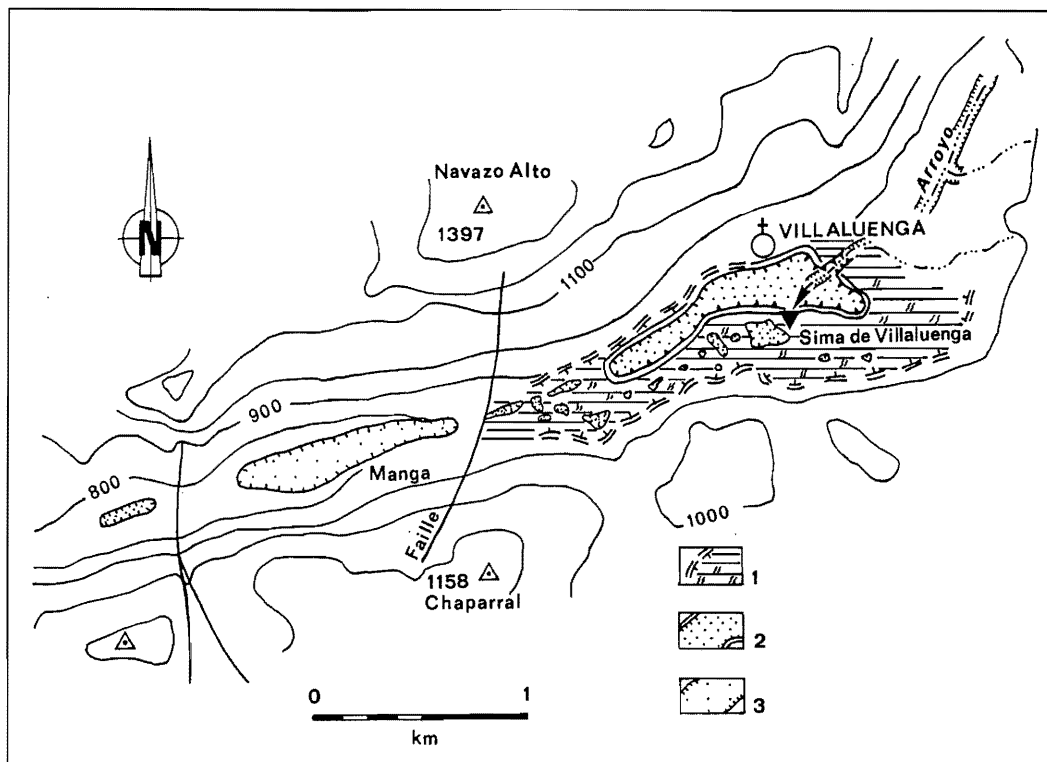
Malgré un contexte litho-structural et un fonctionnement endokarstique différents des poljés tectoniques de Líbar, on retrouve une même logique d'évolution globale pour ce poljé. Un drainage superficiel initial de la dépression qui tend à se désorganiser lors de l'enfoncement du réseau hydrographique régional. Un fonctionnement postérieur de la dépression en poljé. Une évolution rythmée par des phases d'extension latérale (aplanissement karstique) et d'enfoncement du poljé ; cette évolution apparaît essentiellement sous contrôle des variations climatiques pléistocènes et notamment de la période de transition vers les péjorations climatiques.

2.2.2. Les dépressions de Villaluenga del Rosario

2.2.2.1. Des morphologies karstiques différenciées

Bien que situées dans le même sillon synclinal, la dépression de Villaluenga et la Manga de Villaluenga présentent des morphologies karstiques différentes (*supra*, 1.1.) (Figure III.85).

La "dépression de Villaluenga" est drainée par l'*arroyo* temporaire de Villaluenga qui prend source sur les versants gréseux de la Sierra Peralto. Ce cours d'eau rejoint la dépression par une petite gorge qui recoupe un seuil calcaire aplani (horst transverse). Il se perd rapidement sur le rebord méridional dans une *sima* de vastes dimensions : la Sima de Villaluenga. Ce gouffre s'ouvre en contrebas d'une banquette qui domine d'une quinzaine de mètres le fond de la dépression. La Sima de Villaluenga débute par un canyon très déclive qui entaille profondément la banquette supérieure (Figure III.86). Cette galerie accidentée par de profondes marmites de



**Figure III.85 -
Carton
morphologique
des dépressions de
Villaluenga del
Rosario**

1 : Limite du paléopoljé et Niveau 1 ;
2 : Niveau emboîté ;
3 : Dépression fermée.

géants s'enfoncent à contre pendage dans les calcaires jurassiques jusqu'à - 50 m de profondeur. A cette côte, s'ouvre un vaste puits de 60 m de profondeur qui se raccorde en contrebas à une galerie pentue s'agencant dans le sens du pendage. Cette galerie d'une quinzaine de mètres de diamètre est accidentée par quelques puits. Vers -140 m, la galerie est partiellement obstruée par une trémie chaotique. Des soutirages permettent de rejoindre à -148 m un réseau de conduites forcées de "modestes" dimensions (2 m de diamètre). Le réseau principal s'agence en une rampe pentue accidentée de marmites, de ressauts et de courts siphons (vers -156 m et -230 m) et se termine vers - 250 m de profondeur sur une zone de diffuence des réseaux siphonnants. Le terme de la cavité correspond au niveau piézométrique de la zone noyée du synclinal de Villaluenga del Rosario (Figure x). Perchée au dessus de la perte, se développe une longue banquette qui borde le flanc méridional de la dépression. Cet ancien niveau d'aplanissement karstique qui tronque les calcaires jurassiques au pendage accentué, est défoncé par de nombreuses dolines. Ce niveau supérieur se raccorde à l'W au seuil calcaire qui marque la limite occidentale de la dépression de Villaluenga.

Une quarantaine de mètres en contrebas de ce seuil lié à une faille transverse, se situe la "Manga de Villaluenga". Cette dépression présente peu de points communs avec le poljé de Villaluenga : elle est dépourvue d'écoulements superficiels et reste cantonnée aux affleurements crétacés qui lui confère une morphologie en long sillon encadré par les Sierras d'Ubrique et del Caïlo.

2.2.2.2. Conditions et facteurs d'évolution du poljé de Villaluenga

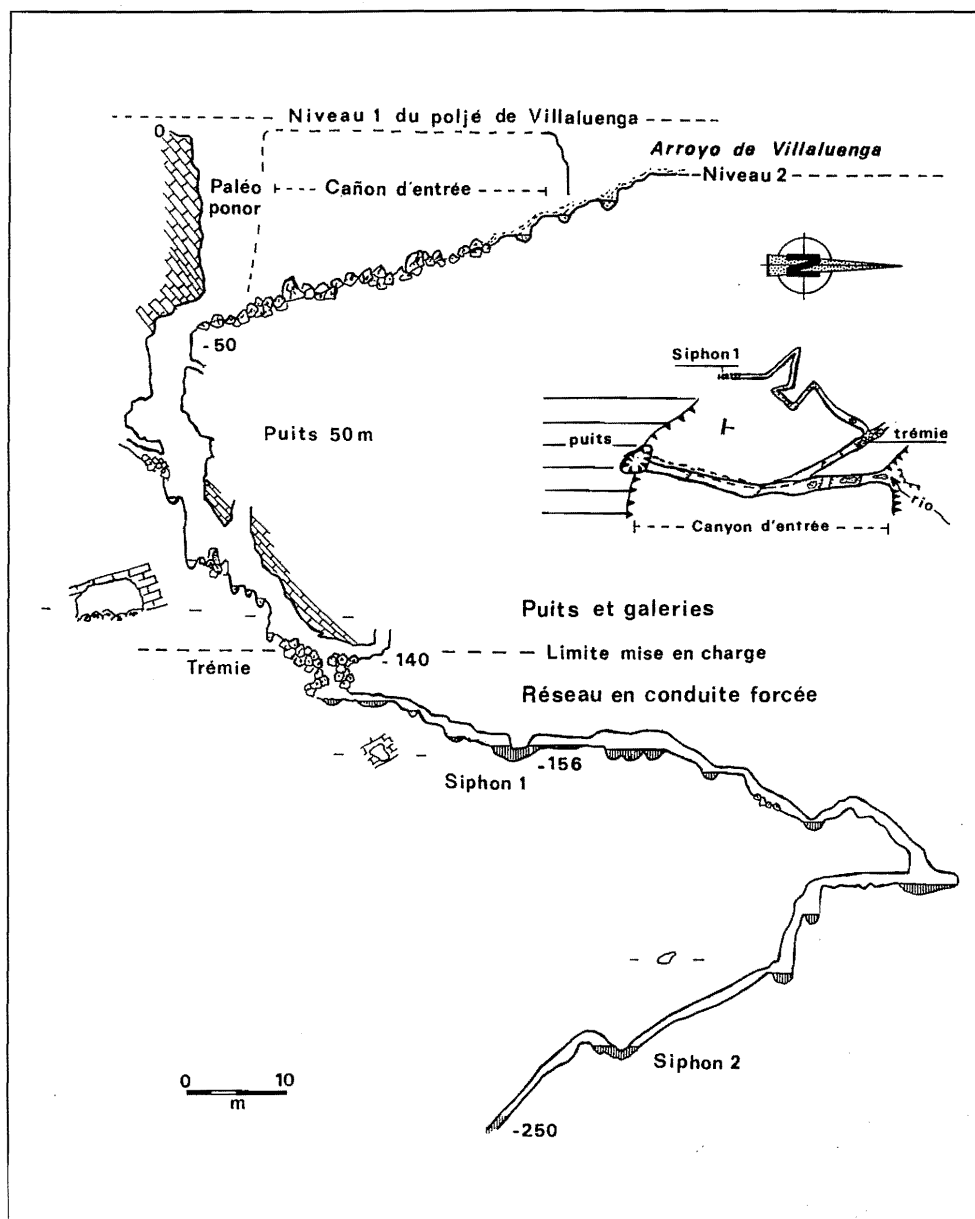
Si on se reporte au cadre d'évolution des précédents poljés, on peut supposer que la couverture crétacée qui remplissait le val de Villaluenga, a été partiellement dégagée par un drainage superficiel qui empruntait cette gouttière. Cet éventuel drainage pouvait aussi bien se raccorder au "fossé" de Benaocaz-Ubrique que rejoindre la vallée-amont du Guadares. En effet, seul un seuil de 500 m de long et d'une quinzaine de mètres d'énergie sépare les amonts du río Guadares et de l'Arroyo de Villaluenga. Quoiqu'il en soit, l'enfoncement du réseau hydrographique régional (Guadalete et Guadiaro) a vraisemblablement entraîné la désorganisation du drainage initial de ce val, notamment au niveau des seuils calcaires. Le dégagement des calcaires jurassiques a dû être, de toute façon, plus précoce sur le compartiment soulevé du val de Villaluenga del Rosario (dépression de Villaluenga) qu'au niveau de la Manga (Figure III.87).

C'est suite à la fermeture-aval de la "dépression de Villaluenga" provoquée par le dégagement des calcaires jurassiques que débute son évolution en poljé. Le plus ancien témoin de cette évolution est le niveau d'aplanissement aujourd'hui perché (Niveau 1). Les mêmes causes peuvent être évoquées quant à l'origine de la nappe d'inondation responsable de cet ancien aplanissement :

- feutrage imperméable du plancher par des apports provenant à la fois du Crétacé et des flyschs numidiens qui constituent le bassin-amont de l'Arroyo de Villaluenga. L'étude des dépôts argileux rougeâtres piégés dans les dolines qui défoncent ce niveau perché du

**Figure III.86 - La
Sima de Villaluenga
del Rosario**

*Topographie d'après
ERE-CES et GIEX.*



poljé (Niveau 1) confirme l'allochtonie du matériel de remblaiement et souligne leur forte altération (quartzites et dragées de quartz altérées provenant des flyschs numidiens). D'autre part, la détermination minéralogique des argiles révèle la présence de kaolinite qui corrobore le caractère altéré et ancien du remblaiement. Il est, ici, délicat de savoir si ce matériel s'est altéré *in situ* ou s'il correspond à un remaniement d'anciennes altérites ;

- colmatage des réseaux souterrains cutanés qui entraîne une non-permanence des ponors. Ce colmatage a pu être d'autant plus aisé si la tranche supérieure du karst présentait un déficit en "drains" souterrains développés. Dans le contexte de ce poljé, cette carence peut être attribuée au fait que le karst était initialement tamponné par les marno-calcaires crétacés ;

- à ces causes, il faut prendre en compte l'existence de la faille transverse qui limite à l'W le poljé de Villaluenga. Cette faille a pu constituer un obstacle vis-à-

vis du drainage endokarstique et notamment de la tranche supérieure du karst (50 à 100 m), en dressant un mur imperméable.

Le creusement de la Sima de Villaluenga a provoqué un changement radical dans l'évolution du poljé. Tout d'abord, la capture de l'arroyo par le karst profond signifie la rupture au moins partielle du colmatage "épikarstique" voire des contraintes provoquées par la faille transverse (Figure III.87). Par rapport aux effets de cet accident, il n'est pas utile d'invoquer des causes tectoniques directes pour expliquer sa moindre efficacité. La suppression de ses éventuelles contraintes vis-à-vis du drainage souterrain peut être tout simplement corrélée avec l'enfoncement du collecteur synclinal de Villaluenga. En effet, à partir d'une certaine profondeur (vers -50 à -100m), le mur crétacé n'existe plus. Du fait de la relative proximité de son exutoire (*manantiales*

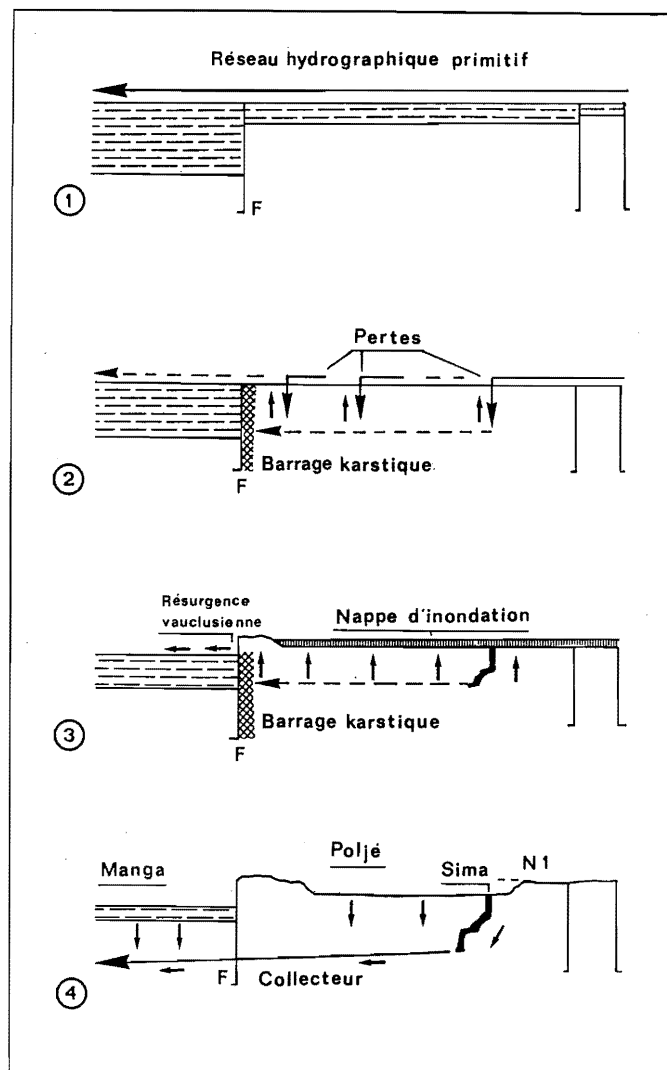


Figure III.87 - Schéma d'évolution de la dépression de Villaluenga del Rosario en rapport avec l'accident barrant de la Manga

d'Ubrique ; *supra* : Chapitre 1), cet enfoncement du collecteur synclinal a été directement commandé par l'abaissement du niveau de base karstique lui-même dépendant de l'enfoncement du río Majaceite, affluent du Guadalete et directement connecté à la baie de Cadix. La capture de l'Arroyo de Villaluenga par le karst a pu être également favorisée par l'existence, au niveau de la gouttière synclinale, d'une structure de drainage fonctionnelle ayant été initiée par l'infiltration des eaux sur les rebords des Sierras d'Ubrique et del Caillo dégagées de leur couverture crétacée.

Quelles que soient les causes réelles, le creusement de la perte de Villaluenga s'est effectué à partir du plancher du paléo-poljé, et au contact du Jurassique et du Crétacé (Figure III.88). Elle s'ouvrait alors directement sur un puits d'environ 110 mètres de profondeur. Les 140 premiers mètres verticaux de la *sima* d'alors, tout en fixant l'ancienne position du niveau piézométrique, sont l'expression d'un creusement efficace de cet *arroyo* qui charriait du matériel particulièrement abrasif provenant

des grès numidiens. Par ailleurs, la morphologie en "conduite forcée" des cent derniers mètres de la *sima* (-140 à -250 m) souligne un agencement initial de ces drains en "régime noyé" ; l'évolution spéléologique de ces paléo-drains karstiques suppose un abaissement d'une centaine de mètres du niveau piézométrique. Actuellement, la Sima de Villaluenga enregistre lors des périodes de très hautes eaux une mise en charge des quarante derniers mètres.

L'absorption par la *sima* de la totalité des écoulements de l'Arroyo de Villaluenga, même en très hautes eaux, a été, sans nul doute, un élément déterminant dans l'enfoncement du poljé. Le creusement de la dépression s'est préférentiellement effectué dans les terrains crétacés plus aisément affouillables. Au fur et à mesure de l'emboîtement du poljé, l'*arroyo* a recoupé en gorges le seuil-amont (horst transverse qui avait été aplani lors de l'agencement du Niveau 1) et a creusé la gorge qui se raccorde au gouffre d'absorption initial. Parallèlement à l'enfoncement de la dépression, la banquette de corrosion supérieure (Niveau 1) fut démantelée par de nombreuses dolines. Actuellement, l'Arroyo de Villaluenga qui rejoint directement la *sima*, n'inonde pas le fond de la dépression qui se cantonne aux affleurements crétacés.

A l'ouest de la faille transverse, la Manga a connu une évolution différente. Située au delà de l'accident barrant, cette dépression n'a, semble-t-il, pas connu les mêmes contraintes de drainage que la dépression de Villaluenga. D'autre part en l'absence d'un écoulement superficiel (capturé en amont par la Sima de Villaluenga), les marnocalcaires crétacés auraient été évacués progressivement par de nombreux soutirages qui se raccordaient en profondeur au collecteur synclinal.

Mais en fonction d'un tel schéma d'évolution, se pose le problème de l'étagement des dépressions du val de Villaluenga de part et d'autre de la faille transverse. On peut écarter l'éventualité d'un rejeu de la faille qui aurait décalé ces deux dépressions et qui se serait marqué dans le paysage au niveau des flancs des *sierras* calcaires encadrant le val de Villaluenga, or ce n'est pas le cas. Cet étagement résulte vraisemblablement d'un creusement efficace de la couverture crétacée conservée dans le compartiment inférieur qu'est la Manga. Dans ce cas, se pose le problème de l'indigence du bassin de réception des écoulements ayant contribué à ce creusement. Ce bassin se réduit aux seuls affleurements crétacés depuis la capture en amont de l'Arroyo de Villaluenga. Et, il serait douteux de rapporter aux infiltrations diffuses de la Manga une efficacité supérieure au creusement provoqué par l'*arroyo* au niveau de la dépression de Villaluenga. Dans ce contexte, on peut envisager l'hypothèse suivante. Lors de la phase initiale du poljé de Villaluenga (ruissellements karstiques peu profonds), un système de résurgences ou de trop-pleins a pu se fixer au contact du mur crétacé dû à la faille transverse. Ce système a pu alimenter un petit cours d'eau qui tout en s'écoulant vers

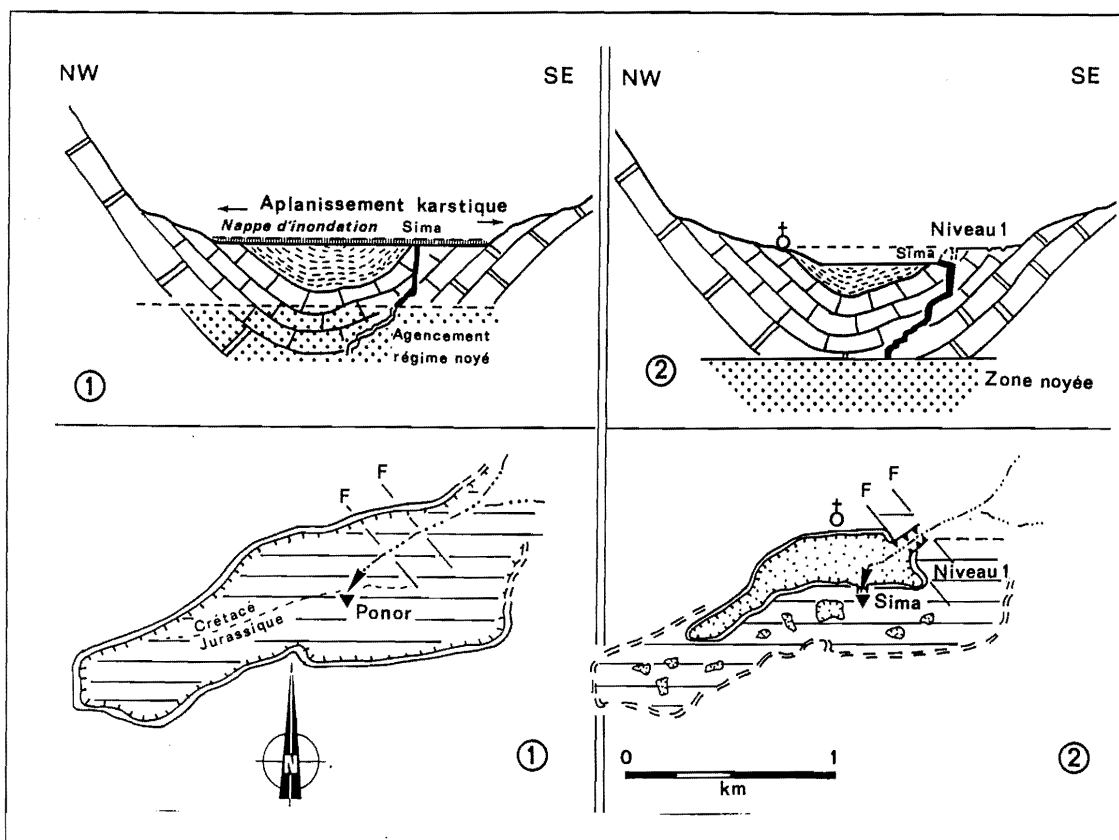


Figure III.88 - Évolution du poljé de Villaluenga del Rosario et sa relation avec la Sima de Villaluenga
1 : Épisode du paléo-poljé de Villaluenga. 2 : Situation postérieure et actuelle.

Benaocaz-Ubrique a dégagé les marno-calcaires de la Manga et de son couloir-aval (Figure III.87). Suite à l'enfoncement du collecteur synclinal (atténuation des contraintes provoquées par la faille transverse), la Manga n'est plus alimentée par ces "trop-pleins" ou résurgences, et dès lors a évolué en dépression fermée où prédominent les soutirages karstiques.

Si la Manga ne semble avoir jamais évolué en poljé *s.s.*, le poljé de Villaluenga doit être considéré comme une forme karstique héritée. En effet, contrairement aux llanos de Líbar et de Villaluenga, les processus générateurs de l'évolution karstique du poljé ne sont actuellement plus fonctionnels. Ce constat souligne que le fonctionnement actuel des poljés de la Serranía de Grazalema tient à de subtils équilibres qui ne sont pas forcément interdépendants et communs d'un poljé à un autre. L'étude du poljé-ouvert de Benaoján fait intervenir d'autres processus propres à cette dépression.

2.2.3. Le poljé-ouvert de Benaoján

2.2.3.1. Description

Le couloir de Benaoján, d'orientation NNE-SSW, correspond à un fossé tectonique affectant la retombée orientale de la Sierra de Líbar. Ce couloir se subdivise en deux ensembles (Figure III.89). L'ensemble supérieur

présente une topographie bosselée développée dans les flyschs numidiens et les marnes crétacées. L'*arroyo* temporaire qui incise ce matériel, rejoint par un système de gradins l'ensemble inférieur : la dépression de Benaoján. Cette dépression d'1,4 km de long pour 300 m de large se raccorde à l'aval à une petite gorge rejoignant le talweg du Guadiaro (Figure III.90). C'est en contrebas de cette courte et pentue gorge de raccordement que sourd l'émergence de Benaoján. L'*arroyo* de surface n'emprunte cette gorge que lors des très hautes eaux ; normalement, ce cours d'eau temporaire se perd de manière diffuse dans le fond de la dépression de Benaoján et peut entraîner la formation d'une petite nappe d'inondation dans la partie amont légèrement surbaissée.

2.2.3.2. Évolution du "poljé" de Benaoján

Cette dépression a fonctionné en "poljé" si on se réfère aux trottoirs de corrosion qui affectent ses rebords calcaires. Deux faits rendent, cependant, délicat le fonctionnement karstique de cette dépression :

- sa proximité et sa situation actuellement perchée par rapport au Guadiaro et aux structures de drainage karstiques du Gato et de Benaoján ;
- l'ouverture-aval du poljé.

Plusieurs éléments permettent de souligner l'étroite dépendance de cette dépression vis-à-vis de l'enfoncement du Guadiaro. Tout d'abord, c'est suite à l'enfoncement

pléistocène du Guadiaro que cette dépression a été dégagée puis a évolué en poljé. Cette dépression se situe, en effet, à plus de 200 mètres en contrebas du paléo-système karstique de la Pileta contemporain des premières phases d'encaissement du Guadiaro (*supra* : Chapitre 3). L'enfoncement du Guadiaro durant le Pléistocène inférieur a entraîné une importante restructuration du drainage karstique à laquelle ont été rapportés l'agencement du système karstique du Gato et la capture du Guadares (*supra* : Chapitre 3). Plusieurs indices permettent de replacer l'agencement du poljé de Benaoján durant cette période de réorganisation du drainage karstique :

- tout d'abord, l'existence d'un ancien drainage souterrain de l'extrémité méridionale du demi-horst de l'Algarrobo comme en témoignent les galeries en "conduites forcées" qui s'ouvrent en rive droite du Guadiaro vers 480 m d'altitude (Figures III.89 et III.90). Ces anciens drains karstiques se situent à une altitude similaire à la fois du poljé de Benaoján et des drains supérieurs du "paléo-système du Gato" (entrées supérieures de la Cueva del Gato). Étant donné le faible volume karstique de cette extrémité de l'Algarrobo, il est tentant de raccorder une part des écoulements de ces paléo-drains karstiques au poljé de Benaoján. D'autre part, dans cette hypothèse, la proximité altitudinale du niveau de base karstique a pu être un élément particulièrement favorable au maintien d'une nappe d'inondation karstique dans le poljé de Benaoján et implicitement au travail de la corrosion latérale ;

- durant le Pléistocène moyen, la vallée du Guadiaro, du fait de son encaissement, recoupe le "paléo-système du Gato" et les drains karstiques de Benaoján. La restructuration du drainage karstique entraîne un glissement des écoulements souterrains du poljé vers l'émergence de Benaoján (440 m) située à une quarantaine de mètres en contrebas du poljé. Ce niveau altitudinal des émergences du Gato, Benaoján et de Jimera de Líbar correspond au talweg fini-pléistocène moyen du Guadiaro. La proximité de l'émergence de Benaoján, à moins de 500 m de distance du seuil aval du poljé a, sans nul doute, contribué à l'ouverture de la dépression de Benaoján.

Néanmoins, l'ouverture de la dépression a dû être retardée ou postérieurement contrariée par un mégacroulement qui a barré l'extrémité méridionale du poljé. Les plans d'arrachement sur le flanc très redressé de la Sierra Juan Diego, le site chaotique du village de Benaoján et les blocs et brèches grossières situés sur le seuil-aval du poljé sont les témoins spectaculaires de cet écroulement. Nous ne possédons pas d'éléments qui permettent de caler ce barrage d'un point de vue chronologique. Deux cas de figure sont envisageables :

- l'écroulement est contemporain de la genèse du poljé ; le barrage a eu alors pour effet de renforcer le seuil-aval de la dépression par rapport à l'entaille de la "reculée"

karstique de l'émergence de Benaoján.

- l'écroulement est postérieur à une première ouverture du poljé ; celui-ci en contrariant l'écoulement de l'Arroyo de Montejaque a favorisé le remblaiement de la dépression. La nature du matériel alluvial, provenant des marnes crétacées et des flyschs numidiens, a, dans ce cas, contribué au feutrage imperméable du plancher de la dépression. Dans cette hypothèse, le poljé de Benaoján aurait connu une seconde phase d'évolution karstique liée à un colmatage "alluvial".

Bien que nous ne possédions aucune preuve directe, la seconde hypothèse paraît la plus plausible pour les deux raisons suivantes :

- le fait que le remblaiement du fond de la dépression atteigne une dizaine de mètres (sondage) suppose un enfoncement du poljé antérieur à la phase de remblaiement ; cet enfoncement du poljé serait, quant à lui, postérieur à l'agencement supposé synchrone du poljé de Benaoján et des "conduites forcées" situées vers 480 m d'altitude ;

- l'aspect de relative fraîcheur du fond de la dépression. Si on reporte écroulement et agencement du poljé au Pléistocène inférieur, il est fort probable du fait de la proximité du niveau de base karstique (effet d'appel) que le fond du poljé aurait été affecté par de nombreux soutirages.

Quoi qu'il en soit l'agencement en poljé de cette dépression apparaît antérieur à l'incision du demi-horst de l'Algarrobo par la "reculée" de l'émergence de Benaoján.

3. CONCLUSIONS GÉNÉRALES. LES POLJÉS DE LIBAR : DES TÉMOINS D'UNE LONGUE ÉVOLUTION MORPHO-KARSTIQUE

Le rôle du contexte litho-structural ne fait aucun doute quant à la localisation des poljés de la Sierra de Líbar. Ceux-ci correspondent, en effet, à des secteurs déprimés par la tectonique : fossés d'effondrement, gouttière synclinal dans lesquels a subsisté plus longtemps la couverture crétacée. Ces couloirs ont, semble-t-il, été initialement empruntés par des cours d'eau dépendants des paléo-organisations hydrographiques régionales du Guadiaro et du Guadalete (bassin molassique de Ronda ; bassin flyschoides d'Ubrique). Cet éventuel drainage a, vraisemblablement, contribué au déblaiement progressif des terrains crétacés.

Cette organisation semble avoir perduré au moins jusqu'à "une" des toutes premières phases d'entaille du réseau hydrographique régional (Guadiaro, Guadalete). Cette phase caractérisée par la paléo-vallée du Guadares est, rappelons-le, antérieure à la surrection d'ensemble pléistocène des Cordillères Bétiques occidentales (*supra* : Première Partie et Chapitre 3). Cette surrection qui a été particulièrement active durant le Pléistocène inférieur, a conféré aux massifs pénibétiques une énergie favorable à

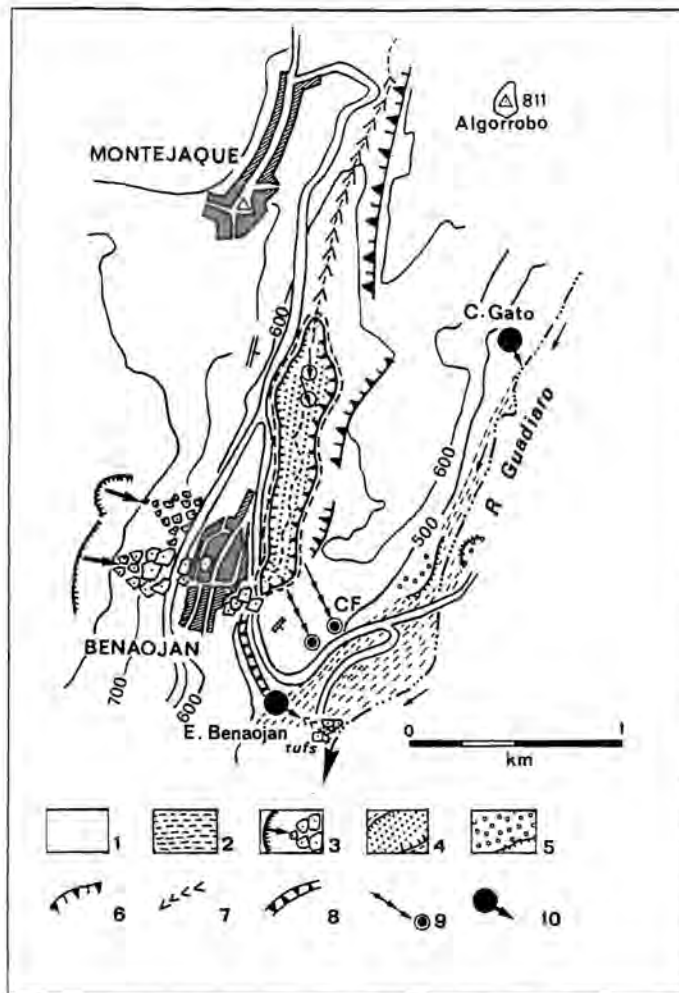
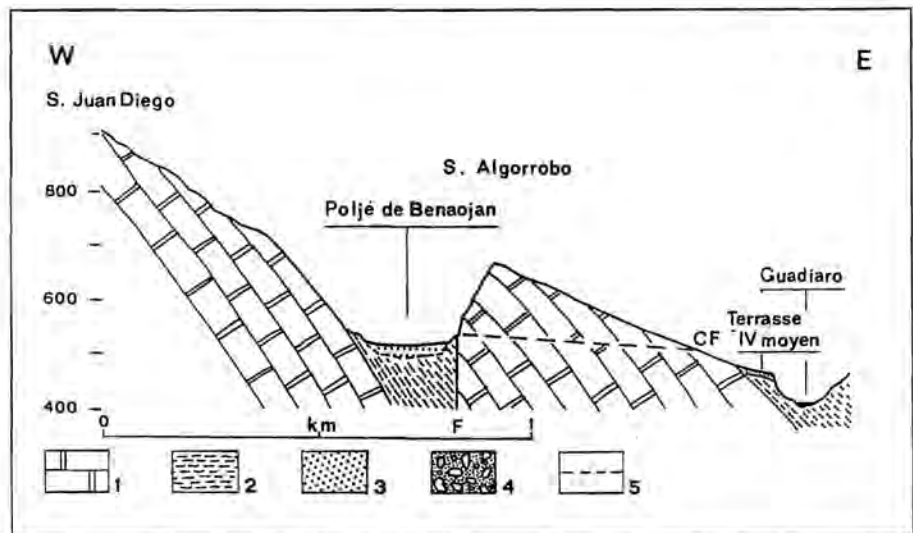


Figure III.89 - Carte morphologique du poljé de Benaoján

1 : Calcaires pénibétiques ; 2 : Marno-calcaires crétacés ; 3 : Écroulement et "barrage" clastique ; 4 : Poljé ; 5 : Terrasses du fini-Pléistocène moyen ; 6 : Escarpement lié à une faille ; 7 : Entaille fluviale ; 8 : Gorges de raccordement ; 9 : Drainage karstique du poljé et "conduite forcée" ; 10 : Émergence de Benaoján.

Figure III.90 - Coupe schématique du poljé de Benaoján

1 : Calcaires pénibétiques.
2 : Marno-calcaires crétacés.
3 : Colmatage détritique.
4 : Terrasses fini-pléistocène.
5 : Écoulement karstique.



l'enfoncement du réseau hydrographique ainsi qu'à un approfondissement et développement du drainage karstique.

Cet enfoncement du réseau hydrographique régional s'est répercuté dans ces dépressions par une incision plus prononcée des terrains crétacés et par le dégagement des seuils calcaires liés généralement à des accidents

transverses. Le dégagement de ces seuils est à l'origine de l'individualisation puis de la fermeture de ces dépressions. Cette fermeture ayant été favorisée par un basculement progressif du drainage vers le karst. Ce basculement signifie qu'il existait des structures de drainage endokarstique capable de capturer les écoulements de surface. Néanmoins, l'évolution en poljé de ces dépressions indique que ces connexions vers

l'endokarst possédaient des limites. Sinon le basculement aurait entraîné l'aveuglement de ces anciennes structures de drainage superficiel comme celle du Guadares. Plusieurs causes peuvent être à l'origine du caractère limité de ces connexions originelles avec l'endokarst. On peut, tout d'abord, envisager l'indigence de conduits cutanés développés du fait du colmatage initial de la dépression par la couverture crétacée. Un décalage a pu dès lors exister entre une structure endokarstique opérative et l'organisation d'un drainage souterrain fonctionnel dans la tranche de karst située sous le poljé. Ce décalage a pu être d'autant plus accusé que les affleurements imperméables dans et aux abords de la dépression étaient importants (Crétacé et flyschs numidiens). L'apport de ce matériel ayant pu contribuer à la non-permanence des points d'absorption. Ce décalage a également pu être entretenu par l'éloignement de l'exutoire karstique dont dépend le poljé. C'est le cas du Llano de Lívar et des Llanos de Villaluenga qui se situent en extrême-amont du bassin d'alimentation karstique de l'émergence de las Buitreras. Il semble, d'ailleurs au travers des exemples étudiés, que plus le poljé est proche de l'exutoire karstique, plus vite il est connecté au drainage endokarstique et implicitement plus vite disparaissent les conditions propices à l'agencement en poljé *s.s.* (extension latérale). D'ailleurs, la capture et l'aveuglement de la vallée du Guadares liés à la proximité de la structure endokarstique du Gato constitueraient un exemple inverse d'évolution. Ces causes "originelles" ont dû être particulièrement fonctionnelles lors du stade initial de ces poljés caractérisé pour chacun d'entre eux par un ample niveau d'aplanissement (Niveau 1). En fonction du cadre chronologique proposé, on peut adjoindre à ces causes structurelles un possible remblaiement colluvial de ces dépressions dû aux premières péjorations climatiques pléistocènes. Quoi qu'il en soit, l'extension des paléo-planchers karstiques des poljés de Lívar (Niveaux 1) souligne le maintien sur une longue période et à un même niveau de la nappe d'inondation responsable de leur agencement. L'ablation épikarstique a exploité les zones de moindre résistance : les terrains crétacés, les calcaires lités du Jurassique (Llano de Lívar, Llanos de Villaluenga, poljé de Villaluenga, poljé del Pozuelo) et les zones de broyage tectonique (Pozuelo) ; comparativement la corrosion latérale a relativement peu mordu les calcaires massifs jurassiques.

La rupture de ces différentes contraintes structurelles et conjoncturelles a marqué la fin de l'évolution en poljé *s.s.* et provoqué l'incision du plancher karstique. Les causes ayant entraîné la rupture des "barrages karstiques relatifs" sont diverses. Les principales d'entre-elles sont l'amélioration des connexions avec la structure endokarstique sous-jacente, la stabilisation des points d'absorption, l'affaiblissement de "barrage" géologique, de moindres apports détritiques, une meilleure régulation des écoulements. D'ailleurs, l'affaiblissement d'une des

contraintes à l'origine de la nappe d'inondation peut entraîner une rupture en cascade des autres entraves : moindre apport détritique, moindre étanchéité du plancher calcaire, moindre colmatage des réseaux souterrains cutanés et à terme amélioration des connexions avec l'endokarst.

L'amélioration des connexions avec l'endokarst se traduit par une concentration des écoulements superficiels vers un point privilégié d'absorption et creusement de vastes gouffres d'absorption telles les *simas* KL1, de Villaluenga, del Republicano Ces pertes, capables d'absorber la totalité des écoulements, provoquent à l'amont l'incision du poljé. Cette entaille s'est préférentiellement effectuée dans les assises crétacées (poljé de Villaluenga del Rosario, Llanos de Villaluenga, Llano de Lívar...).

Un tel processus aurait dû entraîner de manière irrémédiable la fin de l'évolution en poljé *s.s.* de l'ensemble des dépressions de Lívar comme ce fut le cas pour le poljé de Villaluenga del Rosario. Or l'emboîtement de niveaux d'aplanissement (Niveaux 2 et parfois 3) rend compte d'un retour de conditions favorables au travail latéral de la corrosion, donc de la mise en place et du maintien d'une nouvelle nappe d'inondation temporaire ; ce qui apparaît paradoxal étant donné la proximité de conduits verticaux développés.

En fonction de l'étude de ces poljés, une multitude d'agents a pu provoquer le renouvellement des conditions favorables à l'aplanissement karstique. Tout d'abord, l'incision des paléo-planchers karstiques (Niveau 1) a pu entraîner, comme dans le cas du Llano de Lívar, une migration des pertes. Cela suppose un creusement, synchrone à l'entaille du plancher, de points d'absorption susceptibles d'évacuer les écoulements superficiels. Cette dynamique suppose des écoulements de surface relativement réguliers et peu turbides, en accord avec un contexte biotasiatique et dans le cadre de notre étude avec une amélioration ou un optimum climatique pléistocène. Ces nouveaux points d'absorption ou les *shunts* se connectant aux anciennes pertes ont pu s'avérer inadaptés à de nouvelles conditions morpho-climatiques liées aux péjorations climatiques pléistocènes. L'étude conjointe des poljés et des pertes a permis de mettre l'accent sur l'importance de la phase de dégradation climatique (précédent la "pléni-péjoration") dans la mise en place de nouvelles conditions favorables à la crypto-corrosion. C'est à cette phase de dégradation bio-climatique que nous rapportons l'érosion et la mobilisation des altérations pédologiques (sols fersiallitiques "interglaciaires"), à l'origine d'un nouveau feutrage imperméable du fond de la dépression et d'un retour à l'établissement d'une nappe épikarstique et/ou d'inondation temporaire. Les niveaux d'aplanissements emboîtés (1 ou 2 niveaux) se limitent généralement aux

marno-calcaires crétacés et sont d'extension beaucoup plus réduite que le paléo-plancher karstique (Niveau 1). Cette moindre extension résulte d'une moindre durée et moindre efficacité du colmatage épikarstique, notamment du fait d'une amélioration plus rapide des connexions avec l'endokarst. Cette rapidité des connexions est due à la proximité de drains fonctionnels hérités des épisodes précédents. Le caractère plus ou moins évolué des structures endokarstiques peut causer l'assèchement du poljé (Pozuelo) ou l'arrêt de l'évolution karstique *s.s.* du poljé (poljé de Villaluenga del Rosario).

Conclusions

Au terme de cette étude, il apparaît qu'une multitude d'interdépendances entre l'état de la karstification interne, les conditions morpho-climatiques, le contexte litho-structural et la néotectonique pléistocène commande l'évolution des poljés, et dont il est souvent difficile de définir précisément la part respective. Cette remarque invite donc à être particulièrement prudent dans toute velléité de généralisation dans l'évolution karstique des poljés.

Cependant, malgré des contextes litho-structuraux et morphologiques différents, on relève une évolution de premier ordre relativement proche pour l'ensemble des poljés de Lıbar :

- l'existence d'un réseau hydrographique initial ayant contribué à l'évacuation progressive de la couverture crétacée dans ces dépressions ;

- l'enfoncement plio-pléistocène et surtout pléistocène inférieur du réseau hydrographique régional a contribué à la désorganisation du drainage aérien des dépressions et au développement des structures de drainage endokarstique. Ces deux événements majeurs se sont traduits par une capture du drainage superficiel par l'endokarst. Néanmoins, pour les raisons déjà évoquées, ce basculement s'est opéré sur une longue période. C'est à cette période de transition que nous rapportons l'agencement et l'extension des paléo-planchers karstiques de ces dépressions (Niveau 1) ;

- l'amélioration progressive des connexions avec les structures de drainage endokarstique, marquée par le creusement des gouffres d'absorption, engendre l'arrêt de l'évolution en poljé *s.s.* de ces dépressions et l'incision de leur plancher. Cette rupture du feutrage imperméable apparaît plus ou moins précoce en fonction de l'environnement géologique (matériel imperméable) et de la proximité de l'exutoire karstique ;

- les périodes de dégradation bio-climatique qui ont marqué le Pléistocène, apparaissent particulièrement favorables au rétablissement temporaire de nappes épikarstiques et d'inondation dû à de nouveaux feutrages du plancher calcaire. C'est à cette dynamique sous contrôle des variations climatiques pléistocènes que nous rapportons l'emboîtement des planchers karstiques. L'étude globale et conjointe des poljés de Lıbar nous

permet d'écarter, ici, l'association de ces emboîtements avec des manifestations néotectoniques ;

- l'existence d'un capital karstique plus ou moins développé a contribué au démantèlement plus ou moins rapide de ces "barrages superficiels", ce qui explique à la fois la moindre extension des niveaux emboîtés et l'assèchement ultérieur de certains poljés. Seuls les poljés ayant toujours des problèmes de connexion avec les structures endokarstiques sont actuellement encore fonctionnels.

Cette étude nous permet de souligner que la compréhension des poljés demande une parfaite connaissance de l'évolution à la fois karstogénique, paléogéographique et morpho-climatique. C'est en ce sens que l'étude des poljés exige une démarche globale et sort du cadre simplement karstique.

CHAPITRE V

ESSAI DE RECONSTITUTION KARSTOGÉNIQUE DE LA SERRANÍA DE GRAZALEMA

Dans ce dernier chapitre sur la Serranía de Grazalema, une synthèse karstogénique est proposée en ayant soin de replacer chaque phase de karstification dans son environnement, à la fois, tectonique et morpho-climatique.

La définition de ces phases de karstification repose sur les différentes approches proposées dans les chapitres précédents où, à partir de l'étude du modelé karstique de surface et des grands systèmes souterrains, il a été possible de mettre en évidence des périodes-clés dans l'évolution morpho-karstique de la *serranía* et de déterminer le moteur morphogénique de ces différents épisodes.

Les principales étapes morpho-karstiques de la Serranía de Grazalema et de ses environs que nous pouvons dégager de cette étude, se caractérisent par les évolutions suivantes :

- les karstifications néogènes qui se sont réalisées en présence d'une relative stabilité tectonique, sous des conditions climatiques subtropicales et en l'absence d'un important gradient hydraulique, ont activement contribué à l'élaboration des surfaces d'aplanissement miocène et pliocène *s.l.* ;

- la régression marine pliocène, les prémices de l'exhaussement d'ensemble de la transversale et la dégradation climatique fini-pliocène ont été vraisemblablement à l'origine des toutes premières phases d'incision qui ont entraîné les premières structurations des systèmes hydro-karstiques *s.s.* ;

- le soulèvement d'ensemble bétique rapporté pour l'essentiel au Pléistocène inférieur a provoqué un puissant encaissement du réseau hydrographique régional. Cette dynamique a été le moteur d'une importante restructuration du drainage endokarstique et d'une généralisation de la karstification à l'ensemble des *sierras* calcaires de Grazalema.

- les épisodes pléistocènes plus récents ont contribué à l'évolution des structures de drainage karstique et du cadre morpho-karstique mis en place au Pléistocène inférieur.

1. LES PALÉO-KARSTS SECONDAIRE ET TERTIAIRE DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA ET DU BASSIN DE RONDA

1.1. Les témoins d'une karstification crétacée

Les calcaires pénibétiques subirent une toute première phase de karstification durant le Crétacé inférieur. Lors de

cet épisode, les calcaires jurassiques ont connu une phase d'émersion expliquant l'absence ou la réduction de la sédimentation marine. Les secteurs émergés ont alors été soumis à une karstification superficielle qui se caractérise par des poches de dissolution et des cavités cutanées subhorizontales.

Ces paléo-formes karstiques ont été fossilisées par les formations du "hard-ground" et par des marnes vertes de l'Albien supérieur, elles-mêmes surmontées par les marno-calcaires du Crétacé supérieur.

De nombreux exemples ont été décrits par les géologues ayant travaillé sur la *serranía* (J. Bourgois, 1978 ; A. Martín Algarra et *al.*, 1989). Malgré tout, nous ne possédons pas suffisamment de données pour définir le caractère de cette karstification qui est restée apparemment superficielle.

Du fait de son caractère superficiel, mais surtout de son antériorité, d'une part, au dépôt de la couverture éo-crétacée supérieure puis flyscholite oligo-aquitaine et, d'autre part, à la structuration des zones externes bétiques, cette première phase de karstification a eu très peu d'incidences sur l'évolution postérieure et l'organisation karstique de la *serranía*.

1.2. Les apports morphologiques des épisodes karstiques tertiaires

La karstification des calcaires jurassiques n'a pu débuter qu'après le déblaiement de la couverture imperméable soit stratigraphique (marno-calcaires crétacés supérieur, flyschs autochtones), soit tectonique (flyschs allochtones). Dans la Première Partie, nous avons signalé que, dès le Tortonien moyen, les assises karstifiables bétiques étaient partiellement dégagées de leur couverture éo-crétacée. Ce dégagement devait être majeur sur les reliefs bordant le bassin molassique de Ronda comme le suggèrent les aplanissements miocènes qui recoupent les calcaires jurassiques. Au regard de ces aplanissements et des dépôts corrélatifs, il est fort probable que dès la fin du Miocène, la couverture éo-crétacée pénibétique ne subsistait que sur les bas-versants et dans les dépressions. Dans les dépressions pénibétiques, généralement liées à des déformations synclinales ou des fossés d'effondrement, des structures de drainage superficiel ont pu se mettre en place et rejoindre le bassin alors marin de Ronda.

Le déblaiement, au moins partiel, des couvertures crétacées n'est qu'une des conditions initiales à la karstification. Celle-ci n'a pu être effective qu'en présence d'un "potentiel de karstification" déterminé par le gradient hydraulique et par la capacité érosive des infiltrations.

1.2.1. Karstification et aplanissement miocènes

On possède bien peu de données permettant de définir les modalités de la karstification miocène ainsi que son façonnement. Seule la topographie différenciée fossilisée par les molasses messiniennes (formation de los Llanos) sur le rebord oriental de bassin de Ronda permet de rendre compte partiellement de la karstification durant le Miocène supérieur. Cette morphologie fossilisée s'apparente à une surface karstique ayant évolué sous une couverture pédologique comme en témoignent l'allure émoussée des lapiés fossilisés et les restes de la couverture piégée dans de petites poches karstiques. La détermination des argiles de cette altération rougeâtre met en évidence la prédominance de la kaolinite et de la montmorillonite qui suggère un contexte subtropical à saisons hydriques contrastées (*supra* : Première Partie, 4). Rappelons que cette même formation molassique (de los Llanos) avait fossilisé une première génération d'aplanissement (*supra* : Première Partie, 2). Le caractère de cette surface fossilisée, à la fois karstique et d'aplanissement, incite à rapporter à une même dynamique l'altération du substrat calcaire et l'agencement des aplanissements. En dehors d'un contexte climatique favorable à une altération exokarstique, celle-ci a dû être accentuée par la proximité de la surface piézométrique. En effet, étant donné le faible dénivelé entre le toit des surfaces karstiques et le proche niveau de base marin, la zone saturée du karst ne pouvait être profonde et devait fonctionner plus ou moins comme une nappe épikarstique. La présence d'une telle nappe, en favorisant l'humectation périodique des calcaires, a sans nul doute contribué à une efficace altération de ces assises. Ce dernier paramètre a surtout joué dans les secteurs littoraux non escarpés où, d'ailleurs, se situent les plus beaux exemples d'aplanissements rapportés à cet épisode. Au fur et à mesure qu'on s'éloigne de l'ancienne frange littorale, ces aplanissements passent à des surfaces profondément lapiazées (crypto-lapiés) et accidentés de nombreux reliefs à buttes résiduels.

Rappelons ici que cette "surface" à la périphérie du bassin molassique de Ronda qui s'achève au Messinien, résulte en fait de la régradation d'aplanissements karstiques qui se sont succédés en fonction des fluctuations du proche niveau marin (*supra* : Première Partie, 2). D'autre part, la mise en évidence de décharges détritiques dans le remblaiement molassique signifie que "périodiquement" la couverture d'altération a été déblayée et les calcaires remis à nu. Cette "alternance" entre des phases de crypto-corrosion et de décapage superficiel est éminemment favorable à la réalisation et à l'extension d'aplanissement. Aucun indice sérieux ne permet de pouvoir rapporter ces phases érosives à tel ou tel paramètre paléogéographique (tectonique, climatique, morphologique ?).

Si on arrive à se faire une idée du paysage karstique

littoral tortono-messinien, nous possédons très peu de données permettant de définir l'aspect de la karstification miocène des reliefs pénibétiques. Seule l'apparente continuité, dans certaines conditions topo-structurales favorables, des aplanissements miocènes jusqu'au faite des *sierras* calcaires (Blanquilla, Merinos, Líbar...) permet de suggérer une évolution karstique générale sous couverture bio-pédologique et sous des conditions climatiques subtropicales.

1.2.2. La karstification pliocène dans le bassin de Ronda et ses environs

Les mouvements tectoniques fini-miocènes sont responsables, d'une part, de l'arrêt de la sédimentation marine dans le bassin de Ronda (consécutif de la réduction du golfe atlantique du Guadalquivir) et, d'autre part, des déformations des remblaiements molassiques et des aplanissements miocènes. Il s'avère, cependant que cet "effet régressif" et ce premier soulèvement relatif du bassin de Ronda ne se sont pas traduits par un enfoncement marqué du réseau hydrographique et, corrélativement, par une activation de l'érosion sur les reliefs pénibétiques. Au contraire, durant au moins le début du Pliocène, le bassin de Ronda a, semble-t-il, connu une longue période hydrographique expectante du fait de son isolement vis à vis de son ancienne aire maritime atlantique et de la faible influence de la Méditerranée (par l'intermédiaire du Guadiaro) soumise à la transgression pliocène. Cette période expectante a dû être, d'autre part, renforcée par le fait que la dépression de Ronda se situe à la limite de partage des eaux entre les domaines atlantique et méditerranéen. Par ailleurs, le Pliocène se caractérise globalement par une relative stabilité tectonique (*supra* : Première Partie, 2).

Dans ce contexte paléogéographique et sous les conditions climatiques subtropicales de la première moitié du Pliocène, la "biostasie" a dû prendre largement le pas sur la "rhéxistasie" ; elle s'est traduite, tant sur les biocalcarénites messiniennes que sur les calcaires pénibétiques, par une crypto-corrosion comme en témoignent les poches karstiques et les profonds lapiés émoussés qui défoncent les tables miocènes. Cette évolution s'est accompagnée d'une karstification souterraine des molasses : elle se caractérise par des drains de modestes dimensions (1 à 2 mètres de diamètre) subhorizontaux et peu profonds par rapport à la surface des tables miocènes (3 à 10 m) et préférentiellement agencés dans les bancs ou secteurs plus conglomératiques. L'agencement général de ces paléo-drains karstiques exprime le faible potentiel gravitaire de karstification et atteste, implicitement, de la médiocre entaille des tables molassiques du bassin de Ronda. En effet, si ces tables avaient été plus profondément incisées, cela aurait entraîné un abaissement de la surface piézométrique et, de ce fait, un développement endokarstique plus vertical.

Cette évolution a vraisemblablement perduré jusqu'à la première modification climatique pliocène ($\approx 3,1$ Ma). Cette modification est, rappelons-le, caractérisée par l'apparition d'un contraste thermique saisonnier (*supra* : Première Partie, 4). Ce refroidissement saisonnier se marque par une dégradation de la végétation subtropicale qui a pu se traduire par une moindre protection de la couverture d'altération. Une seconde péjoration climatique marque la fin du Pliocène ($\approx 2,4$ Ma) ; elle se caractérise par une accentuation des contrastes thermiques et notamment du froid hivernal. En cette période de transition climatique, on peut envisager une alternance entre des phases d'altération (crypto-corrosion) et d'érosion superficielle ; cette éventuelle alternance étant éminemment favorable à l'élaboration d'aplanissement. Quelles que soient leurs conditions de mise en place et d'évolution, l'existence d'aplanissements karstiques pliocènes ne fait aucun doute, notamment sur les bordures du bassin de Ronda où ceux-ci recoupent clairement, à la fois, les tables et les aplanissements miocènes déformés par les mouvements de la charnière mio-pliocène. Par ailleurs, la planité de ces aplanissements était en grande partie acquise, soit parce qu'ils se confondent avec le sommet du remblaiement messinien (centre du bassin de Ronda), soit parce qu'ils régradent les aplanissements miocènes (reliefs environnant la cuvette de Ronda).

Ici encore, on possède peu de données sur la karstification des reliefs pénibétiques. Seule l'existence d'un remplissage riche en matériaux siliceux, alumineux et ferriques, et responsable d'un efficace colmatage des diaclases antérieures aux drains du paléo-système de la Pileta, permet de suggérer une active karstification pliocène (?) des hautes *sierras* sous une couverture d'altération ; couverture d'altération dont les éléments les plus fins ont été pris en charge par les eaux d'infiltration.

1.2.3. Les traits généraux des karstifications néogènes

L'évolution karstique néogène a pu être relativement bien appréhendée sur le pourtour du bassin de Ronda où les molasses ont fossilisé des morphologies karstiques et ont été, elles-mêmes, affectées par la karstification. De plus, le bassin de Ronda correspond depuis la régression fini-messinienne à une zone où l'érosion a été relativement limitée ce qui a, d'ailleurs, permis la conservation de témoins karstogéniques néogènes. Comme nous l'avons déjà signalé, il est beaucoup plus délicat d'aborder les effets des karstifications néogènes sur les *sierras* pénibétiques, étant donné, d'une part, l'absence de repères chronologiques et, d'autre part, que les morphologies karstiques tertiaires ont été largement gommées par les épisodes morpho-climatiques postérieurs.

En fonction des divers éléments morphologiques conservés dans le bassin de Ronda et sur ses bordures

pénibétiques, la karstification néogène a largement contribué à la réalisation des aplanissements tortono-messiniens et pliocènes *s.l.* Ces aplanissements peuvent être ici assimilés à des surfaces de corrosion analogues aux "pénéplaines chimiques" tropicales (J. Nicod, 1989, et *al.*, 1984). Les conditions paléogéographiques et bioclimatiques, durant la fin du Miocène et le début du Pliocène, apparaissent particulièrement favorables à la réalisation d'aplanissement sous contrôle karstique :

- un contexte "biostatique" lié à un environnement climatique subtropical propice à une puissante altération du substrat carbonaté et à une karstification de la tranche superficielle du karst si on se réfère à ce qui se passe actuellement en région subtropicale à saison humide (G. Rossi, 1977 ; J.N. Salomon, 1986 ; R. Maire, 1991). Les crypto-lapiés fossilisés par les molasses messiniennes et ceux affectant ces mêmes molasses sont quelques-uns des témoins de cette évolution ;

- la corrosion du plancher carbonaté a été, par ailleurs, vraisemblablement favorisée par la fréquente saturation hydrologique des calcaires due à la proximité du niveau piézométrique, lui-même dépendant du très proche niveau de base marin (Miocène), puis de la faible incision du bassin de Ronda (Pliocène). Les conduites forcées subhorizontales qui se développent à faible profondeur (5 à 10 m), correspondent aux drains de cette ancienne zone noyée karstique. La position de cette ancienne zone saturée indique la faible incision des tables molassiques. A mesure de l'éloignement du niveau de base d'abord marin puis relatif qu'a joué le bassin de Ronda durant le Miocène supérieur et le Pliocène (au moins inférieur), ce paramètre d'évolution perdait en efficacité : ceci explique au moins partiellement la moindre planité des surfaces de corrosion sur les flancs des *sierras* pénibétiques qui sont généralement accidentés de petits mamelons résiduels ;

- en dehors des mouvements de faible ampleur rapportés à la charnière mio-pliocène, le Miocène supérieur et le Pliocène se caractérisent localement par une certaine stabilité tectonique. Ce paramètre est important car il explique en partie l'absence de francs épisodes d'entaille du réseau hydrographique régional qui aurait entraîné des restructurations du drainage karstique et un abaissement du niveau piézométrique.

2. LES PREMIÈRES PHASES D'ENFONCEMENT DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ET DE DÉVELOPPEMENT DES STRUCTURES ENDOKARSTIQUES

Entre l'agencement des aplanissements rapportés au Pliocène *s.l.* et l'enfoncement du réseau hydrographique commandé par le soulèvement d'ensemble rattaché pour l'essentiel au Pléistocène inférieur, existe un épisode-charnière dans l'organisation et l'évolution karstogénique de la Serranía de Grazalema. Cet épisode est marqué par les toutes premières phases d'enfoncement du réseau hydrographique régional (Guadiaro et Guadalete) et par la

mise en place de structures de drainage endokarstique. Nous ne disposons pas, ici, de véritables calages chronologiques permettant de rapporter cet épisode à tel ou tel événement. Celui-ci peut être aussi bien contemporain de la régression pliocène, que des premières manifestations tectoniques plio-pléistocènes. C'est donc une reconstitution chronologiquement relative qui est ici proposée.

Il est vraisemblable que, dès le Pliocène, le Guadiaro empruntait la gouttière synclinale qui longe la retombée orientale de la Sierra de Lfbar, et qui constitue le seul débouché "naturel" du secteur SE du bassin de Ronda. En fonction du contexte précédemment défini, le Guadiaro devait peu inciser la couverture éo-crétacée conservée dans ce val. Si on se réfère au dispositif lithologique actuel, cette couverture devait alors remonter assez haut sur les versants de cette vallée et contrarier, de ce fait, toute structuration endokarstique importante vers ce talweg. Il devait en être de même pour les synclinaux et fossés tectoniques situés au cœur de la *serranía*. Ce cadre d'évolution reste, cependant, du domaine de l'hypothèse en l'absence de réels indices morphologiques.

Les quelques témoins contemporains de "la" première phase d'enfoncement du réseau hydrographique (post-aplanissements pliocènes) sont suffisamment marqués pour appréhender l'organisation morphologique d'ensemble de la *serranía*. L'exemple le plus spectaculaire est assurément la paléo-vallée perchée du Guadares. Rappelons que cette gorge recoupe un élément de surface pliocène et que c'est par l'intermédiaire de cette incision que le río Guadares rejoignait le bassin de Ronda où il confluaient avec le Guadiaro (*supra* : Chapitre 3). En référence à cette paléo-vallée du Guadares, le talweg du Guadiaro devait se situer aux environs de 750 m d'altitude actuelle. Il existe d'autres exemples, comme l'amont de l'Arroyo de la Ventilla del Toro qui, en entaillant la surface pliocène, a, d'une part, recoupé d'anciennes cavités cutanées pliocènes et, d'autre part, plus en aval, dégagé sans pour autant en atteindre le talweg une paléo-vallée fossilisée par les molasses finimessinienues (*supra* : Première Partie, 2).

Cette première phase d'incision du réseau hydrographique *s.l.* du Guadiaro a, semble-t-il, été plus marquée sur les rebords pénibétiques (vallée du paléo-Guadares) qu'au niveau de la cuvette de Ronda (creusement partiel de vallons emplis de molasses). Ce creusement différencié peut être rattaché aux causes suivantes :

- le bassin de Ronda joue le rôle de niveau de base relatif par rapport aux écoulements superficiels provenant des *sierras* pénibétiques. Ce même bassin qui se situe, d'une part, à la limite de partage des eaux atlantique et méditerranéenne et, d'autre part, à l'extrême-amont du bassin méditerranéen du Guadiaro, a été relativement à

l'abri d'une vigoureuse érosion régressive susceptible de défoncer les tables miocènes ;

- les cours d'eau pénibétiques qui débouchaient dans le bassin de Ronda possédaient, pour leur part, un potentiel érosif plus puissant lié au dénivelé et à une meilleure alimentation hydraulique (d'origine climatique). Dans le cas du Guadares, le potentiel hydraulique était d'autant plus important qu'il drainait un vaste bassin imperméable englobant les reliefs numidiens et les dépressions crétacées pénibétiques.

Si on se réfère à l'extension respective des bassins du Guadiaro (en amont de sa confluence avec le paléo-Guadares) et du Guadares, le Guadares devait au moins doubler le débit du Guadiaro. Et si on prend un cadre géographique plus large, c'est un triplement de débit qui devait se réaliser à la sortie du bassin de Ronda ; en effet, c'est à ce niveau que débouche l'Arroyo de las Culebras qui draine la couverture crétacée des *sierras* longeant le versant oriental de la vallée du Guadiaro. C'est donc vraisemblablement après ces confluences, que le Guadiaro était en possession d'un potentiel hydraulique susceptible d'inciser les terrains flyschoides et crétacés de la gouttière synclinale du Guadiaro.

Cet enfoncement du Guadiaro, parallèlement à l'érosion de la couverture crétacée sur la retombée orientale de la Sierra de Lfbar, s'est traduit par la mise en place de structure de drainage endokarstique et, donc, par une active karstification des *sierras* calcaires dépendant de ce niveau de base. Le paléo-système de la Pileta est un des témoins de cette épisode karstogénique. En l'état actuel des explorations spéléologiques, nous ne disposons pas d'exemples similaires pour les *sierras* dépendant du Guadalete. Rappelons que les galeries de la Cueva de la Pileta, perchées à près de 350 m au dessus du talweg actuel du Guadiaro, correspondent aux drains d'une ancienne zone noyée ; zone noyée qui devait se situer à proximité d'un paléo-talweg du Guadiaro (*supra* : Chapitre 3, 1). Signalons, également, que le paléo-système de la Pileta, comme ensuite le système del Gato, se situe dans un des demi-horts accidentant cette retombée de la Sierra de Lfbar ; c'est au niveau de ces demi-horsts rehaussant les calcaires jurassiques que le déblaiement de la couverture crétacée a été le plus précoce et où se sont fixés préférentiellement les exutoires karstiques.

La concordance altitudinale du paléo-talweg du Guadares, du plancher fini-pliocène du bassin de Ronda et du paléo-système de la Pileta, tous dépendant du réseau hydrographique du Guadiaro, atteste d'une vraisemblable contemporanéité.

La position perchée de la paléo-vallée du Guadares, la déconnexion des drains karstiques de la Pileta et l'incision en de profondes gorges des molasses miocènes (Tajo de

Ronda) supposent un puissant enfoncement postérieur du Guadiaro.

3. LES INCIDENCES DES MOUVEMENTS TECTONIQUES DU PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR

Le Pléistocène inférieur se caractérise à l'échelle régionale par un soulèvement d'ensemble des Cordillères Bétiques (*supra* : Première Partie, 2) et à l'échelle locale par des rejeux tectoniques, la déformation de la surface "pliocène" et l'accentuation de la gouttière synclinale du Guadiaro. Cette phase tectonique est à l'origine d'un important enfoncement du réseau hydrographique. C'est à cet épisode qu'on rattache l'encaissement du Guadiaro responsable du caractère perché de la Cueva de la Pileta et de la paléo-vallée du Guadares, et également l'incision du Tajo de Ronda, de la cluse de las Buitreras, et des *gargantas* Verde et Seca qui entaillent la retombée septentrionale de la Sierra subbétique de Zafalgar, pour ne citer que quelques exemples.

D'un point de vue karstique, cet épisode apparaît fondamental puisque cet enfoncement des réseaux hydrographiques régionaux (Guadiaro et Guadalete) a été l'un des principaux moteurs de la karstification d'ensemble de la *serranía*. Celle-ci s'est traduite par une profonde restructuration du drainage karstique (cf. système du Gato) et par une désorganisation du drainage superficiel qui se marque, soit par des pertes karstiques (Guadares), soit par l'individualisation des dépressions pénibétiques qui vont ensuite évoluer en poljé.

L'enfoncement du réseau hydrographique régional s'est répercuté dans les dépressions pénibétiques par une incision plus prononcée de la couverture crétacée et par le dégagement de seuils calcaires liés à des accidents transverses. Le dégagement de ces seuils est à l'origine de la fermeture de ces dépressions. Cette fermeture a été favorisée par un basculement progressif du drainage superficiel vers le karst. C'est à cette phase transitoire jusqu'à un drainage endokarstique efficace de la dépression que nous rattachons le premier fonctionnement en poljé *s.s.* de ces dépressions. Quels que soient l'environnement et le dispositif géologique de ces dépressions, cette phase transitoire a perduré sur une longue période si on se réfère à l'extension de leur ancien plancher karstique (Niveau 1). Cette durée doit être rapportée au caractère limité des connexions originels avec l'endokarst (*supra* : Chapitre 4, 3). Les causes qui nous apparaissent les plus "opératives", ont dû être :

- l'indigence de conduits cutanés développés du fait du colmatage initial de la dépression par le Crétacé ;
- le développement tardif des connexions lié à une non-permanence des points d'absorptions provoqué par leur colmatage périodique. Ce colmatage a été favorisé par la nature du matériel environnant (marnes crétacées, flyschs

argilo-gréseux), voire par l'existence d'une couverture d'altération ;

- un probable décalage entre l'organisation d'un drainage souterrain efficace de la tranche de karst située sous le poljé et le développement du drainage endokarstique. Ce décalage a pu être entretenu par l'éloignement de l'exutoire karstique dont dépend le poljé.

Quoiqu'il en soit, le fait même que les écoulements superficiels aient été capturés (plus ou moins aisément) par l'endokarst, signifie qu'il existait des structures de drainage karstique fonctionnelles. Leur amélioration ainsi que des connexions poljé-endokarst marque implicitement la fin de l'évolution karstique *s.s.* du poljé. On en arrive donc au paradoxe suivant : l'extension des poljés qui est un des éléments majeurs du paysage karstique, est incompatible avec le développement global de la karstification. C'est pourquoi nous considérons l'évolution des dépressions en poljés comme une phase de transition aboutissant à terme, soit à des poljés ouverts, soit à des vallées aveugles telle celle du río Guadares. Cette phase de transition peut, cependant, être entretenue sur une longue période par d'autres facteurs d'origine externe (remblaiement colluvial)

L'exemple de la capture du Guadares est intéressant car il met en valeur la dépendance de l'évolution morphologique de surface par rapport au développement de la karstification interne. Au fur et à mesure de l'enfoncement du Guadiaro, se met en place une structure endokarstique drainant l'extrémité septentrionale de la Sierra de Lobar : le système karstique du Gato. Ce système, comme auparavant celui de la Pileta, fixe son exutoire au niveau d'un des demi-horsts jurassiques accidentant la retombée orientale de la Sierra de Lobar. La proximité de la structure endokarstique del Gato a eu pour effet de capturer le río Guadares. Cette capture est également liée à d'autres paramètres. En effet, le Guadares n'a pas pu s'encaisser au même rythme que le Guadiaro pour les principales raisons suivantes : le río Guadiaro incise des terrains tendres (flyschs d'Algéciras et Crétacé) alors que le Guadares doit recouper les calcaires de la Sierra de Lobar ce qui demande un surplus disponible d'énergie. Or, durant cette même époque, le Guadares est affecté par une perte de son potentiel hydraulique et donc d'une moindre capacité érosive du fait du basculement d'une partie de son bassin versant vers le karst. De plus, le drainage de ces poljés a bénéficié au Guadiaro étant donné qu'ils se raccordent aux systèmes karstiques dépendants de ce río. Le perchement progressif du Guadares et le développement de la structure de drainage du Gato ont entraîné l'aveuglement de la vallée du Guadares.

A une bien moindre échelle, c'est également ce qui s'est produit pour le réseau-amont de l'Arroyo de la Ventilla del Toro qui correspond aujourd'hui à une vallée sèche suspendue par rapport au drainage actuel du bassin de Ronda.

Le Pléistocène inférieur se caractérise donc par un énergétique enfouissement du réseau hydrographique régional (Guadiaro et Guadalete) qui entraîne une profonde restructuration et un important développement du drainage karstique. C'est à cette dynamique d'ensemble qu'il faut rattacher les multiples renversements du drainage péniébétique superficiel au profit de l'endokarst. En fonction, de la proximité des structures drainantes endokarstiques et d'autres facteurs structuraux ou conjoncturels, ces renversements se sont traduits soit par des vallées aveugles, soit et par l'individualisation et le fonctionnement en poljé des dépressions péniébétiques, soit par des vallées sèches.

4. LES INCIDENCES DES ÉPISODES MORPHO-CLIMATIQUES DU PLÉISTOCÈNE MOYEN ET SUPÉRIEUR

Durant le Pléistocène moyen et supérieur, l'enfoncement du réseau hydrographique se poursuit. Cela est particulièrement net dans la vallée du Guadiaro qui a recoupé puis perché la zone noyée du système karstique du Gato qui évolue depuis dans la zone vadose du karst (surcreusement en méandre, écoulement, concrétionnement...). L'existence d'un niveau de terrasses rattachées à la fin du Pléistocène moyen permet de mesurer à la fois l'ampleur de l'enfoncement durant le Pléistocène inférieur et moyen qui est d'environ 300 mètres et de l'encaissement rapporté au Pléistocène supérieur de l'ordre de 20 à 30 m sur le rebord de la Sierra de Líbar. Cet enfoncement du réseau hydrographique durant tout le Pléistocène est confirmé par les édifices éémiens de tufs du Tajo de Ronda. La présence-même de ce système de tufs signifie que cette entaille s'était en grande partie réalisée durant le Pléistocène inférieur et moyen. Durant le Pléistocène supérieur, ce système de tufs a été recreusé par le río Guadalevín (un des amonts du Guadiaro) qui a ensuite surcreusé son lit d'une vingtaine de mètres.

L'alternance, durant le Pléistocène moyen et supérieur, d'optima et de péjorations climatiques a joué un rôle non négligeable dans le façonnement du modelé superficiel.

Cette alternance a, tout d'abord, rythmé l'évolution des poljés de la *serranía*. Ces dépressions ont connu différentes phases de remblaiement colluvial et d'incision (*supra* : Chapitre 4). Nous avons rapporté les remblaiements colluviaux aux périodes de dégradation climatique et aux débuts des péjorations. Ces colluvions remanient, en effet, d'anciennes couvertures pédologiques, généralement de type fersiallitique, qui s'étaient développées durant les optima climatiques. Le caractère argileux de ces colluvions a contribué à l'imperméabilisation du fond de la dépression et à l'obturation des points d'absorption.

Cette obstruction a dû être favorisée par le fait que les pertes ont migré au fur et à mesure de la première phase d'incision du poljé (celle ayant perché le Niveau 1). Ce colmatage d'ensemble a favorisé l'installation d'une nappe d'inondation au moins temporaire et la planation karstique. Cependant, ce colmatage n'a pas perduré sur de très longues périodes comme le souligne l'extension relativement limitée des niveaux inférieurs (niveaux 2 et 3) notamment si on se réfère au paléo-plancher du Pléistocène inférieur (Niveau 1). De plus, ces planchers inférieurs affectent généralement les seules assises crétacées. La moindre persistance de ces "barrages épikarstiques" est essentiellement due à l'existence d'un capital endokarstique susceptible dès que les conditions s'en présentent (moindre apport détritique, déblaiement partiel des colluvions...), de fixer les points d'absorption et d'absorber les eaux du poljé. Dès lors, on assiste au creusement de nouvelles connexions vers l'endokarst (gouffres d'absorption) et, parallèlement à l'incision du plancher karstique. Les différents calages que nous avons réalisés à partir des formations stalagmitiques, nous permettent de rapporter globalement le Niveau 2 au Pléistocène moyen et le Niveau 3 au Pléistocène supérieur.

L'étude des hautes *sierras* de Grazalema a permis d'appréhender le contexte morpho-climatique des épisodes froids pléistocènes ainsi que leur efficacité morpho-dynamique. Le caractère froid et humide de ces épisodes est à l'origine d'un façonnement nivo-karstique prononcé malgré l'altitude modeste des hauts reliefs (1600-1500 m) de la *serranía* ainsi que de l'indigence des dépôts de pente périglaciaires. Le facteur nival a joué un rôle important bien entendu dans le modelé de surface (niches et cuvettes de nivation, vallons nivaux, karst à banquettes...) mais également dans le développement de la zone d'infiltration karstique (puits à neige, alimentation nivale, perte nivale...) qui s'est traduit par l'agencement de nombreux réseaux subverticaux. Ce développement a entraîné, en fonction de la relation d'équivalence qui existe entre la karstification et le système karstique, une hiérarchisation et structuration plus importantes du drainage karstique et implicitement une majoration du transit des eaux via l'endokarst.

Le Pléistocène moyen et supérieur prolongent globalement l'organisation morpho-karstique engagée au Pléistocène inférieur. Les différentes phases d'encaissement du réseau hydrographique a entraîné des successives restructurations du drainage karstique qui se marquent par un étagement des exutoires. Ces restructurations sont restées dans l'ensemble très dépendantes de l'organisation karstique contemporaine du Pléistocène inférieur et n'ont pas provoqué de migrations importantes des exutoires : les exutoires, par exemple, du Gato, de Benaolán et de Jimera de Líbar se situent en contrebas, voire au niveau des drains du karst

noyé pléistocène inférieur. Il en est de même pour les poljés de la Serranía de Grazalema pour lesquels le Pléistocène moyen et supérieur se marque par une alternance de phases de planation karstique et d'enfoncement qui retouche faiblement le cadre morphologique de ces dépressions acquis durant le Pléistocène inférieur.

L'étude morphologique de la Serranía de Grazalema s'est essentiellement concentrée sur les *sierras* pénibétiques qui se caractérisent par une importante variété de paysages karstiques. Cette variété est due à la fois à leur remarquable aptitude à la karstification et à la superposition de morphologies façonnées dans différents contextes paléogéographiques.

Cette prépondérance du modelé karstique qui pouvait être considérée comme un handicap du fait d'une apparente uniformité morphologique, s'est révélée être un atout dans le sens où il réduit les interférences avec d'autres processus morphologiques susceptibles d'atténuer voire de gommer les façonnements successifs du karst, comme cela s'est produit pour les *sierras* subbétiques de Grazalema.

La validité de cette démarche repose sur la prise en compte et la compréhension de l'ensemble des morphologies karstiques qu'elles soient de détail (lapiés) ou majeures (poljés), qu'elles soient de surface ou souterraines. C'est suite à la définition des différents modelés karstiques de surface et des successives organisations du karst souterrain, en ayant pris soin de les resituer systématiquement dans leur contexte paléogéographique, que nous avons pu déterminer la morphogénèse de la Serranía de Grazalema.

Cependant au terme de ce travail sur la Serranía de Grazalema, restent en suspens un certain nombre de zones d'ombre, comme par exemple, les incidences des épisodes néogènes sur la morphogénèse et la karstification des hautes *sierras*, ou, autre exemple, le moteur de la toute première phase d'incision hydrographique. L'étude des massifs karstiques de la Dorsale Bétique qui ont connu une plus longue évolution morphologique devrait nous aider à répondre à certaines de ces interrogations et à compléter le schéma d'évolution des Cordillères Bétiques occidentales proposé, à ce niveau de travail, à partir de la seule Serranía de Grazalema.

LIVRE III

TROISIÈME PARTIE

—

LA SERRANÍA DE RONDA

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES MASSIFS KARSTIQUES DE LAS NIEVES ET DE PRIETA

TROISIÈME PARTIE

LA SERRANÍA DE RONDA

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES MASSIFS KARSTIQUES DE LAS NIEVES ET DE PRIETA

CHAPITRE I. LE CADRE GÉOLOGIQUE ET L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DES SIERRAS DE LAS NIEVES ET PRIETA ET DE LEURS PIÉMONTES

1. LES CONTEXTES LITHO-STRATIGRAPHIQUES DE LA SERRANIA DE RONDA

- 1.1. Le Pénibétique de Ronda
- 1.2. Les zones internes bétiques de la Transversale de Ronda
 - 1.2.1. La Dorsale
 - 1.2.2. L'unité alpujarride
 - 1.2.3. L'unité malaguide
- 1.3. Les formations aquitano-burdigaliennes

2. LES DISPOSITIFS STRUCTURAUX DES SIERRAS DE LAS NIEVES-PRIETA-BONELA

- 2.1. L'organisation structurale d'ensemble
- 2.2. Les structures internes des unités géologiques de la Dorsale bétique
- 2.3. L'agencement structural des Sierras Prieta et de las Nieves

3. LES APTITUDES À LA KARSTIFICATION DE LA SERRANIA

- 3.1. Les aptitudes à la karstification de la Dorsale
- 3.2. L'aptitude à la karstification du Pénibétique de Ronda

4. L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DE LA DORSALE BÉTIQUE

- 4.1. L'organisation hydrogéologique de la Sierra de las Nieves
- 4.2. L'unité hydrogéologique de la Nava
- 4.3. Le drainage karstique du seuil de Yunquera
- 4.4. L'agencement hydrogéologique de la Sierra Prieta-Bonela
- 4.5. Conclusions

CHAPITRE II. LA SIERRA DE LAS NIEVES ET SES PIÉMONTES

1. LE PLATEAU SOMMITAL DE LAS NIEVES : LES FORMES ET ÉVOLUTIONS DE SURFACE

- 1.1. Le modelé exokarstique
- 1.2. Les formes et formations morpho-climatiques
 - 1.2.1. Les formes d'incision liées aux écoulements superficiels
 - 1.2.2. Les formes et formations périglaciaires
 - 1.2.3. Les formations argilo-siliceuses
- 1.3. Le relief polygénique à buttes
- 1.4. Reconstitution évolutive du modelé de surface

2. CARACTÈRES ET ÉVOLUTION DE L'ENDOKARST DE LAS NIEVES. SA CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE MORPHOLOGIQUE DE LA SIERRA

- 2.1. Les pertes actives et les cavités de soutirage
- 2.2. L'étude d'un paléo-ponor : la Sima GESM
 - 2.2.1. Description du réseau spéléologique dans son contexte litho-structural

- 2.2.2. Les enseignements karstogéniques
- 2.2.3. L'apport des remplissages souterrains
- 2.2.4. Conclusions et réflexions sur l'évolution du karst contemporain de la Sima GESM
- 2.3. Les cavités recoupées par les versants
 - 2.3.1. Les monopuits et les cavités verticales décapités
 - 2.3.2. Les témoins de vieux réseaux souterrains subhorizontaux
 - 2.3.3. Les apports morphogéniques des cavités recoupées
- 2.4. La contribution morphogénique de l'endokarst de las Nieves

3. LES CARACTERES MORPHOLOGIQUES DES "PIÉMONT" DE LA SIERRA DE LAS NIEVES

- 3.1. Le "piémont" nord-occidental
 - 3.1.1. Le transect Llanos de la Nava-bassin de Ronda
 - 3.1.1.1. Description et évolution des Llanos de la Nava
 - 3.1.1.2. La toposéquence Llanos de la Nava-bassin de Ronda
 - 3.1.2. Le piémont pénibétique de la Sierra de los Arcos
 - 3.1.3. Conclusions
- 3.2. La retombée orientale et méridionale
 - 3.2.1. Les formations travertineuses et détritiques de la vallée du río de los Horcajos
 - 3.2.1.1. Les tables de travertins de Tolox
 - 3.2.1.2. Les colmatages détritiques de la vallée du río de los Horcajos
 - 3.2.1.3. Conclusions
 - 3.2.2. Les formations détritiques de las Cuevas del Moro et leurs enseignements sur l'évolution de la vallée du río Verde
- 3.3. Conclusions

4. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA SIERRA DE LAS NIEVES ET DES PIÉMONT

CHAPITRE III. LE PIÉMONT MEDITERRANEEN DES SIERRAS PRIETA-BONELA

1. LES FORMATIONS TRAVERTINEUSES DES SIERRAS PRIETA-BONELA

- 1.1. Les facteurs favorables à la formation des travertins
 - 1.1.1. Les facteurs physico-chimiques
 - 1.1.2. Les facteurs hydrogéologiques, hydrochimiques et environnementaux.
 - 1.1.3. Les conditions optimales à la travertinisation
- 1.2. Les tables de travertins de Jorox
 - 1.2.1. Description des formations travertineuses de Jorox
 - 1.2.2. Conditions d'évolution des formations travertineuses de Jorox
 - 1.2.2.1. Une succession de phases de creusement et de construction travertineuses
 - 1.2.2.2. Des témoins paléoenvironnementaux et paléoclimatiques
 - 1.2.2.3. Des travertins de vallée et des travertins de vallée
- 1.3. Les travertins de Yunquera
 - 1.3.1. Description des ensembles travertineux de Yunquera
 - 1.3.2. Mise en place et évolution des formations travertineuses de Yunquera
- 1.4. La formation du Puerto de los Martinez
 - 1.4.1. Description de la formation travertineuse du Puerto de los Martinez
 - 1.4.2. Les enseignements paléogéographiques du travertin du Puerto de los Martinez
- 1.5. Conclusions : la contribution des travertins dans la définition morphogénique du piémont méditerranéen des Sierras Prieta-Bonela

2. LES FORMATIONS BRÉCHIQUES DU PIÉMONT DES SIERRAS PRIETA-BONELA

- 2.1. Les formations bréchiques du Puerto de los Martinez et leurs relations avec le Pliocène marin
 - 2.1.1. Description du site et des formations présentes
 - 2.1.2. Reconstitution morphogénique du site du Puerto de los Martinez.
- 2.2. Les formations bréchiques et la sédimentation marine d'Alozaina
 - 2.2.1. Description du site d'Alozaina
 - 2.2.2. Etude de coupes agencées dans les formations détritiques et les assises pliocènes

- 2.2.3. Les nouveaux apports morphogéniques des coupes d'Alozaina
- 2.3. Conclusions
 - 2.3.1. L'incision messinienne de la retombée méditerranéenne de la *serranía*
 - 2.3.2. La transgression marine pliocène
 - 2.3.3. La progradation continentale
 - 2.3.4. L'élaboration du glacier d'ablation
 - 2.3.5. Le façonnement du modelé actuel
- 3. L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU PIÉMONT MÉDITERRANÉEN DES SIERRAS PRIETA-BONELA
 - 3.1. L'évolution géodynamique du piémont depuis le Messinien jusqu'au Plio-Pléistocène
 - 3.1.1. La mise en valeur de deux phases d'incision fluviales anté-pliocènes
 - 3.1.2. La transgression marine et la progradation continentale pliocène
 - 3.1.3. L'élaboration d'un glacier d'ablation
 - 3.2. La seconde grande étape : le façonnement du modelé actuel

CHAPITRE IV. ESSAI DE DÉFINITION MORPHOGÉNIQUE DE LA SERRANÍA DE RONDA

- 1. LE CADRE TORTONO-MESSINIEN
- 2. LES EFFETS DE LA "CRISE MESSINIENNE"
- 3. LES INCIDENCES DE LA TRANSGRESSION PLIOCENE DANS LA HOYA DE MALAGA
- 4. LA MORPHOGÉNESE PLIOCENE SOUS CONTRÔLE DES OSCILLATIONS CLIMATIQUES
- 5. LA "PÉDIMENTATION" PLIO-PLÉISTOCENE
- 6. L'ÉVOLUTION PLÉISTOCENE MARQUÉE PAR UN IMPORTANT ENFONCEMENT DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

CHAPITRE I

LE CADRE GÉOLOGIQUE ET L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DES SIERRAS DE LAS NIEVES ET PRIETA ET DE LEURS PIÉMONTES

La Serranía de Ronda est un domaine géologique complexe caractérisé d'un point de vue structural par le charriage des zones internes, pré-structurées, sur les zones externes bétiques (*supra* : Première Partie). L'essentiel de notre domaine d'étude étant centré sur les Sierras de las Nieves et Prieta et leurs piémonts, nous n'aborderons dans cette étude que les caractères géologiques de ces massifs et de leurs proches bordures (Figure III.91).

Après avoir défini les aptitudes à la karstification potentielle des dispositifs litho-structuraux de la *serranía*, nous déterminerons l'organisation hydrogéologique de la Dorsale Bétique en ayant soin de mettre en valeur les caractères communs et distincts des différentes unités karstiques. La définition de cette organisation hydrogéologique qui résulte directement de l'évolution karstique de ces *sierras*, permet de mettre en avant un moteur morphogénique fondamental pour la Serranía de Ronda : la proximité de la Méditerranée.

1. LES CONTEXTES LITHO-STRATIGRAPHIQUES DE LA SERRANIA DE RONDA

Les Sierras de las Nieves et Prieta appartiennent aux zones internes bétiques qui, rappelons-le, se caractérisent par l'empilement des unités alpujarrides, malaguides et de la Dorsale bétique (Figure III.92 ; *supra* : Première Partie, Chap. 1). Au nord-ouest, la Dorsale chevauche, tout en pinçant les flyschs néonumidiens, le Pénibétique de Ronda qui constitue l'avant-pays septentrional de la Serranía de Ronda.

Nous n'aborderons, ici, que brièvement les caractères litho-stratigraphiques des unités alpujarrides et malaguides qui affleurent sur les piémonts de la *serranía*. Par contre, nous étudierons plus en détail la Dorsale bétique, dont la puissante masse carbonatée constitue l'ossature des Sierras de las Nieves et Prieta. En ce qui concerne le Pénibétique de Ronda, nous ne présenterons que ses grands traits litho-stratigraphiques étant donné qu'il a été déjà décrit dans l'étude de la Serranía de Grazalema.

1.1. Le Pénibétique de Ronda

L'unité pénibétique de Ronda qui affleure largement au nord des Sierras de las Nieves et Prieta (Sierras de la Hidalga, Blanquilla...), se caractérise, rappelons-le, par une puissante série calcaire jurassique sur laquelle

reposent les marno-calcaires crétacés (*supra* : II Partie, Chap. 1).

1.2. Les zones internes bétiques de la Transversale de Ronda

1.2.1. La Dorsale bétique

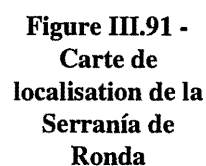
La Dorsale bétique constitue, ici, la limite septentrionale des zones internes. Elle se subdivise en plusieurs écaillés carbonatées : l'unité de los Enamorados, l'unité de las Nieves-Prieta et l'unité Bonela (M. Blumenthal, 1933 ; F. Kockel, 1963 ; St. Dürr, 1967 ; Durand Delga, 1970 ; J. Bourgois, 1978 ; R. Lhénaff, 1981 ; J.J. Delannoy, 1986) (Figure III.92).

En position frontale, l'unité de los Enamorados affleure en une série d'écaillés à l'origine des reliefs du Tajo de la Pompeya, du Tajo de los Enamorados et du Peñon de Ronda. Ces écaillés coincées le long du chevauchement de la Dorsale sur les zones externes ont, tout d'abord, été rattachées par M. Blumenthal (1930, 1933) au Pénibétique. Cette unité, définie par S. Dürr (1963), se caractérise, en effet, comme le Pénibétique par une série jurassique carbonatée. Cette série débute au Lias par des calcaires oolithiques de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur qui passent latéralement à des calcaires, soit à silex, soit en plaquettes (Figure III.93). La série se poursuit par un Dogger et Malm noduleux (10 m), un Crétacé inférieur conglomératique qui passe aux marno-calcaires rougeâtres du Crétacé supérieur. Cette unité chevauche au nord-ouest les flyschs néonumidiens (*supra* : Première Partie 2.2.) et est chevauchée par l'unité de las Nieves-Prieta.

L'unité de las Nieves-Prieta débute au Trias par une puissante série carbonatée pouvant atteindre 650 m d'épaisseur dans la Sierra Prieta et 1100 m dans la Sierra de las Nieves (Figure III.93). Elle est essentiellement composée de dolomies noires disposées en minces bancs (dm au m) alternant avec des niveaux marneux. Ces bancs dolomitiques fusionnent à intervalles réguliers (tous les 10 à 30 m) en de puissantes barres massives (plusieurs dizaines de mètres).

Cette épaisse série dolomitique est surmontée par 150 à 300 m de sédiments calcaréo-marno-dolomitiques rapportés au Rhétien ; les calcaires en plaquettes alternent avec de minces couches de marnes jaunâtres et, dans la zone basale, avec des bancs dolomitiques. Lorsque la série rhétienne est puissante, comme par exemple au niveau du Cerro Alto ou de la retombée occidentale de la Torrecilla (Sierra de las Nieves), on relève l'existence de massives lentilles calcaires (une dizaine de mètres de puissance). Cette série peut, localement, se terminer par des calcaires noirâtres massifs de quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

Le Lias se caractérise par de minces bancs calcaires



En de nombreux points, la série sédimentaire de l'unité de las Nieves-Prieta se termine par une brèche massive à ciment calcaréo-dolomitique d'âge aquitano-burdigalien : la brèche de la Nava (*supra* Première Partie, 2.2.). Cette brèche polygénique qui se développe sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, est discordante sur les

La bordure méridionale de cette unité, chevauchée par les unités alpujarrides, a subi un puissant métamorphisme responsable du faciès marmoréen des dolomies et calcaires triasiques.

L'unité Bonela qui a été définie par J. Bourgois (1978), est coincée tectoniquement entre l'unité de las

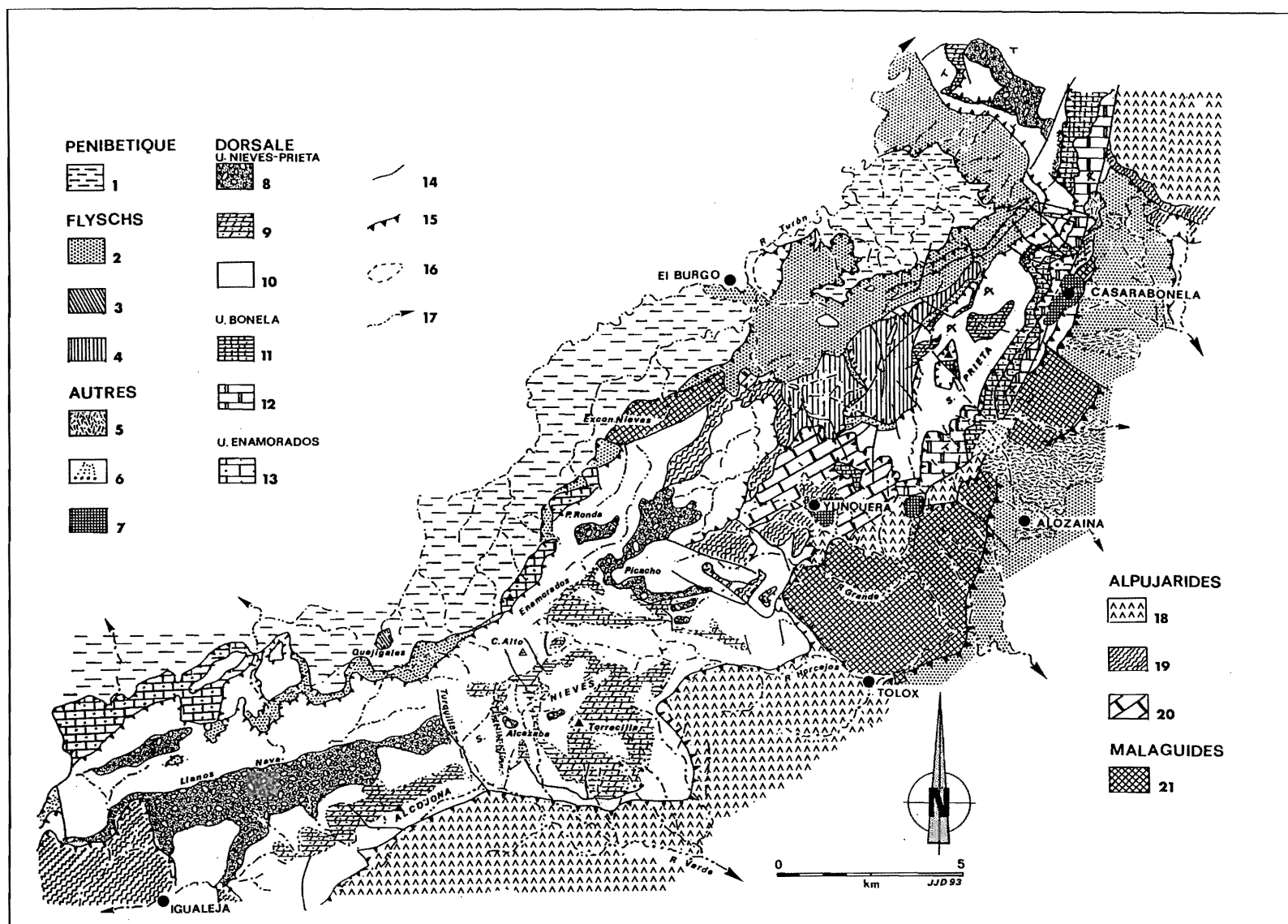


Figure III.92 - Carte synthétique des Sierras de las Nieves-Prieta et de leurs environs immédiats

PENIBETIQUE : 1 : Marno-calcaires crétacés du Pénibétique ;

FLYSCHS : 2 : Flyschs néonumidiens ; 3 : Klippe sédimentaire dans les argiles à blocs ; 4 : Unité de Cabrilla (Formation des argiles à blocs) ;

AUTRES : 5 : Pliocène marin ; 6 : Brèches pliocènes ; 7 : Travertins ;

DORSALE : Unité Nieves-Prieta : 8 : Brèche de la Nava ; 9 : Série éo-jurassique - calcaires lités, à silex, à passées schisteuses ; 10 : Trias dolomitique ; Unité Bonela : 11 : Calcaires à silex épimétamorphiques ; 12 : Dolomies et calcaires métamorphiques rhéto-triasiques ; Unité Enamorados : 13 : Dolomie-calcaire oolithique ; 14 : Faille ; 15 : Contact chevauchant ; 16 : Contour géologique ; 17 : Cours d'eau ;

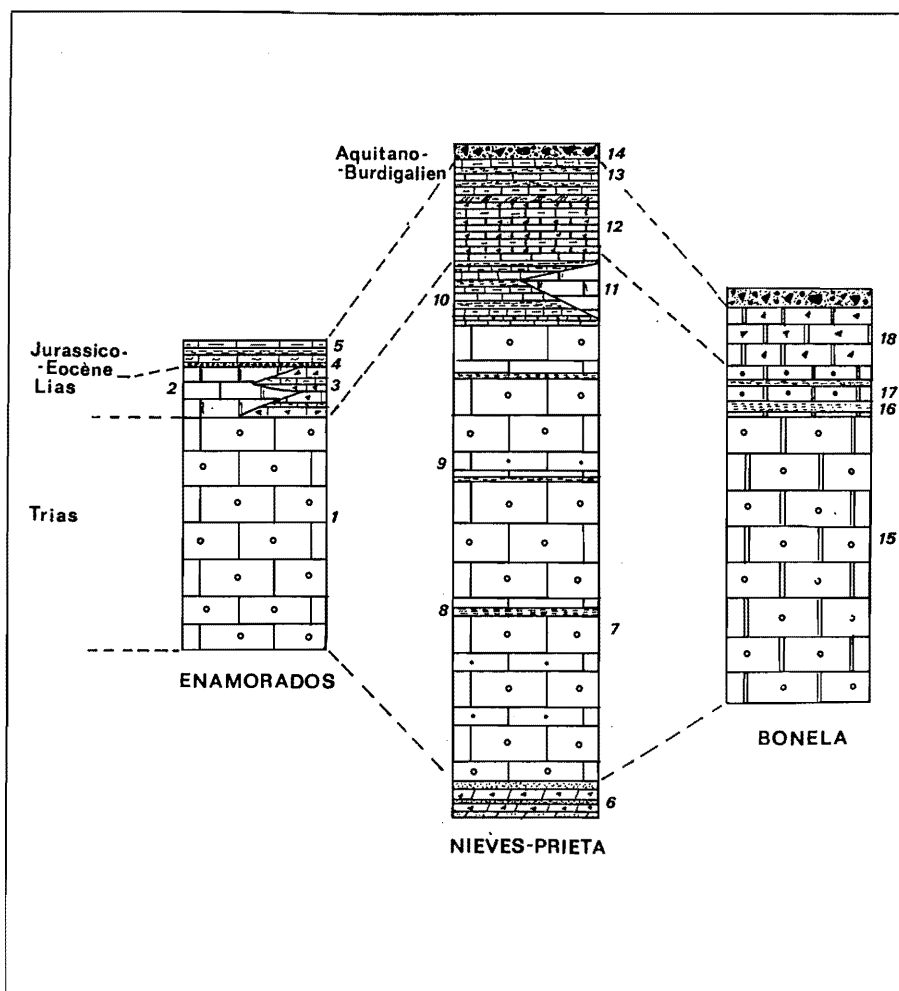
ALPUJARRIDES : 18 : Péridotites ; 19 : Calcaires et dolomies interstratifiés dans des micaschistes ; 20 : Marbres ;

MALAGUIDES : 21 : Grès conglomératique.

Carte réalisée d'après les travaux de F. Kockel, 1963, S. Dürr, 1967, R. Lhénaff, 1977, J. Bourgois, 1978.

Figure III.93 - Colonnes litho-stratigraphiques des unités de la Dorsale Bétique

- 1 : Dolomie ;
 2 : Calcaires oolithiques ;
 3 : Calcaires à silex ou en plaquettes ;
 4 : Conglomérats ;
 5 : Marno-calcaires ;
 6 : Cargneules ;
 7 : Dolomies ;
 8 : Marnes ;
 9 : Calcaires dolomitiques ;
 10 : Alternance dolomies noires-bancs marneux ou marno-dolomitiques ;
 11 : Lentilles de calcaires massifs ;
 12 : Minces bancs calcaires riches en silex ;
 13 : Calcaires en plaquettes et marnes schisteuses ;
 14 : Brèche de la Nava ;
 15 : Dolomies et calcaires métamorphiques ;
 16 : Marbres à intercalations marno-schisteuses ;
 17 : Marbres ;
 18 : Calcaires à silex épimétamorphiques.



Nieves-Prieta et les unités alpujarrides (Figures III.92 et III.93). D'ailleurs auparavant, F. Kockel (1963) l'attribuait pour une partie à l'unité de las Nieves-Prieta et pour autre partie aux Alpujarrides, et S. Dürr (1967) l'avait interprétée comme la partie interne métamorphisée de l'unité de las Nieves-Prieta. L'individualisation de cette unité par J. Bourgois apparaît pleinement justifiée tant d'un point de vue lithologique que tectonique. Elle affleure, dans notre secteur, en une bande continue qui s'étend du río Jorox, au sud (entre Yunqueira et Alozaína), jusqu'à la retombée orientale de la Sierra Alcaparain, au nord.

Cette unité présente une succession lithologique qui rappelle fortement l'unité de las Nieves-Prieta mais qui en diffère par un métamorphisme généralisé. De bas en haut de la série, nous avons :

- des dolomies et calcaires métamorphiques (marbres) bien lités, attribués au Trias ;
- des marbres à intercalations marno-schisteuses jaunâtres dont le faciès rappelle les alternances rhétiennes de l'unité de las Nieves-Prieta ;
- des calcaires à silex épi-métamorphiques et microplissés, attribués au Lias ;
- en discordance, la brèche de la Nava qui contient, contrairement à celle de l'unité de las Nieves-Prieta, du matériel métamorphique.

1.2.2. L'unité alpujarride

L'unité alpujarride chevauche vers le NW la Dorsale bétique. La nature des matériaux charriés varie le long du contact anormal (Figure III.92).

Au SE de la Sierra de las Nieves et sur la retombée orientale de l'unité de Bonela, ce sont des péridotites d'origine ultramagmatique qui peuvent atteindre 2000 à 4000 mètres d'épaisseur dans les Sierras de Tolox, de Bermeja et Real (J. Kornprobst, 1971 et 1973 ; J.M. Tubia et J. Cuevas, 1987).

Aux abords de Yunqueira, le matériel alpujarride correspond à des marbres interstratifiés dans des micaschistes. A l'W et NW de cette localité (puerto de las Abejas), les terrains alpujarrides se caractérisent par des quartzites jaunâtres (Trias inférieur de l'unité de Casares ; J. Kornprobst, 1971 et 1973), des calcaires marmoréens et des dolomies bleutées (Trias moyen) et des marbres interstratifiés dans des gneiss. On retrouve un matériel similaire dans la région de Casarabonela (unité type Blanca : marbres et gneiss ; J. Bourgois, 1978).

1.2.3. L'unité malaguide

Cette unité qui repose sur la nappe alpujarride, correspond à un ensemble de terrains paléozoïques non

métamorphiques couronnés d'un Permo-Trias grésoconglomératique rougeâtre et d'un Jurassique carbonaté (S. Dürr, 1967 ; J. Bourgois, 1978). Cette unité affleure en deux secteurs dans le domaine étudié : sur la retombée nord de la Sierra de las Nieves, au niveau de l'Exconvento de las Nieves et sur la retombée orientale des Sierras Prieta et Bonela (Alozaína et au sud de Casarabonela) ; dans le premier cas, l'unité malaguide repose directement sur la Dorsale bétique et les flyschs néonumidiens et, dans la région d'Alozaína-Casarabonela, elle surmonte l'unité alpujarride.

1.3. Les formations aquitano-burdigaliennes

Nous ne reviendrons pas sur les différentes formations aquitano-burdigaliennes qui affleurent de part et d'autre des Sierras Prieta et de las Nieves (*supra* Première Partie, 2.2.).

Rappelons uniquement que la formation burdigalienne néonumidienne se caractérise par du matériel grésosargileux contenant d'importantes "klippes sédimentaires" comme le Tajo de Cabrilla sur le flanc occidental de la Sierra Prieta et le Cerro de la Yedra-los Quejigales sur la retombée nord-occidentale de la Sierra de las Nieves (Figures III.92 et III.94). Dans le domaine étudié, le Néonumidien affleure dans deux positions structurales ; il est à la fois sur et sous les zones internes : sur le piémont oriental des Sierras Prieta, Bonela et Alcaparain, il repose sur les unités alpujarrides et malaguides ainsi que sur la formation de las Millanas, tandis qu'au nord-ouest des mêmes massifs, il s'engage largement sous le chevauchement de la Dorsale bétique sur les zones externes (Pénibétique).

2. LES DISPOSITIFS STRUCTURAUX DES SIERRAS DE LAS NIEVES-PRIETA-BONELA

Les différentes étapes responsables de la mise en place de la Serranía de Ronda ont été abordées dans la Première Partie (1.1.2. et 2.9.).

Rappelons simplement, ici, que la structuration en nappes des zones internes a débuté dès le Crétacé supérieur et s'est prolongé jusqu'à l'Eocène qui marque l'épisode paroxysmal de charriage. Il est suivi d'une seconde phase tectonique à l'origine du charriage des zones internes sur les zones externes et de la structuration de ces dernières ; cette phase qui s'est manifestée vers la fin du Miocène moyen, correspond à la dernière étape importante de serrage qu'ont connu les Cordillères Bétiques. Une troisième phase se caractérise par un soulèvement vertical important des zones internes bétiques ; cet épisode a débuté à la charnière mio-pliocène et s'est poursuivi jusqu'au Pléistocène inclus.

Ces phases tectoniques successives sont responsables d'une organisation structurale extrêmement complexe qui se caractérise par l'empilement des unités précédemment

décrites; unités qui possèdent, de plus, chacune leur propre agencement structural.

Afin de rendre cette étude plus aisée, nous présenterons, tout d'abord, l'organisation structurale d'ensemble du secteur étudié, puis nous étudierons successivement le dispositif structural des unités de las Nieves-Prieta et Bonela et terminerons par une présentation structurale synthétique des Sierras de las Nieves et Prieta.

2.1. L'organisation structurale d'ensemble

L'ossature de cet ensemble de la Serranía de Ronda est formée par la puissante masse carbonatée triasique de la Dorsale Bétique sur laquelle reposent les unités alpujarride et malaguide.

Dans leur position actuelle, ces différents ensembles structuraux sont :

-1- en position frontale, la Dorsale bétique qui chevauche, au nord-ouest, les zones externes bétiques. Dans le détail, on relève un double chevauchement (Figures III.94 et III.95) :

- l'unité de las Nieves-Prieta chevauche les flyschs néonumidiens en pinçant de façon discontinue des écaillés de l'unité los Enamorados (Peñon de Ronda, Tajo de los Enamorados...) ;

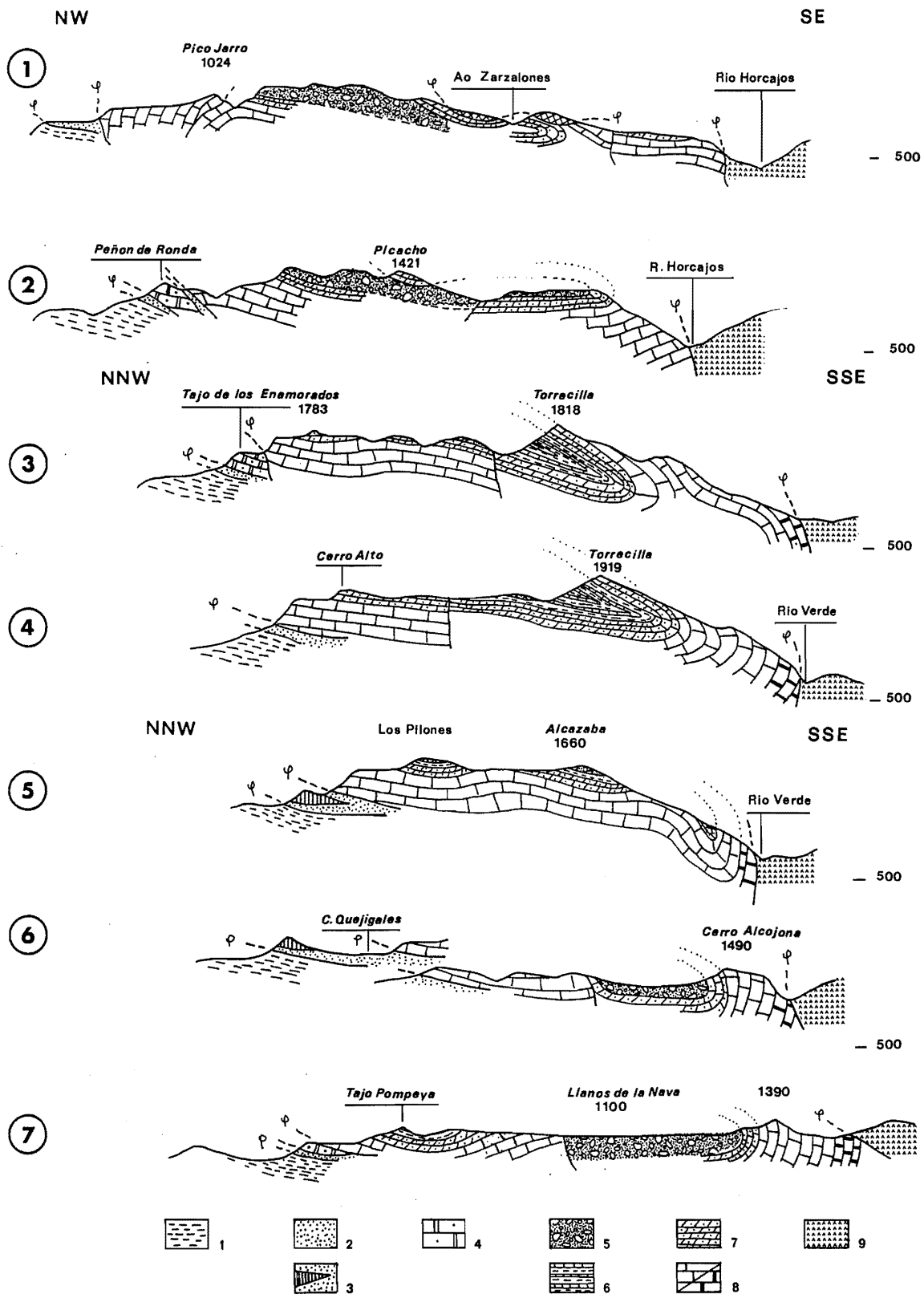
- les flyschs néonumidiens chevauchent à leur tour le Pénibétique (Sierras de la Hidalga, Blanquilla...).

A l'intérieur-même de la Dorsale bétique, dans le secteur des Sierras Prieta et Alcaparain, on relève que l'unité Bonela chevauche l'unité de las Nieves-Prieta (Figure III.94) ; affecté par ce chevauchement, le Trias de l'unité de Prieta est réduit tectoniquement à quelques centaines de mètres ;

-2- l'unité alpujarride qui chevauche la Dorsale du SE vers le NW. Sur la retombée sud-orientale des Sierras Prieta et Alcaparain, la nappe alpujarride qui présente de nombreux faciès, repose sur l'unité Bonela, tandis qu'au sud de la Sierra de las Nieves, les péridotites surmontent l'unité de las Nieves-Prieta ;

-3- couronnant l'édifice, l'unité malaguide se superpose aux terrains alpujarrides sur le flanc sud-oriental des Sierras de Tolox, Prieta et Alcaparain (Figures III.92, III.94 et III.95). Débordant l'unité alpujarride, le Malaguide vient reposer directement sur la Dorsale bétique, notamment au NW de Yunquera (Puerto de las Abejas, Exconvento de las Nieves).

Sur la retombée sud-orientale de la Dorsale (entre Casarabonela et Jorox), on relève l'existence d'un important accident cassant dont le rejet est compris entre 1 et 2 km. De direction globalement parallèle aux plans de chevauchement, cette faille normale est assurément postérieure aux derniers mouvements de cisaillement



étant donné qu'elle recoupe les différentes nappes (Figures III.92 et III.94).

Plusieurs accidents transversaux recoupent la structure d'ensemble et divisent la Dorsale bétique en différents massifs. Les principaux accidents sont :

- l'ensellement du Puerto Martinez (faille normale d'Andrade) qui, doublé d'un important décrochement, sépare et décale les Sierras Alcaparain et Prieta-Bonela ;
- l'ensellement de Yunquera entre la Sierra Prieta et la Sierra de las Nieves ;
- et la faille du río Verde-Turquillas, de 600 m de rejet, qui dénivelle les Llanos de la Nava par rapport à la Sierra de las Nieves.

2.2. Les structures internes des unités géologiques de la Dorsale bétique

La structure interne de l'unité de las Nieves-Prieta correspond à un vaste synclinal couché à vergence apparente au NNW (Figures III.94 et III.95).

Dans la Sierra de las Nieves, cette ample structure synclinale couchée est limitée au NW par l'escarpement du chevauchement sur le Pénibétique et à l'ESE par le crêt de la Torrecilla, dont le revers correspond au flanc inverse du synclinal. Les puissantes compressions tectoniques qu'a subies la Dorsale, ont provoqué au cœur du synclinal de las Nieves de nombreuses et importantes dysharmonies entre le soubassement des dolomies triasiques et la série plastique jurassico-crétacée (S. Dürr, 1967).

A l'ouest de la faille du río Verde où se développent les Llanos de la Nava, on retrouve la structure en synclinal couché dominé au Sud par son flanc inverse, le Cerro Alcojona (Figure III.95). Au cœur du synclinal, affleurent largement les brèches de la Nava.

Au nord-est, la structure synclinale de las Nieves se poursuit jusqu'au Cerro del Tocón-Picacho. A l'est du Picacho, un ensemble de fractures, de direction WNW-ESE, accidente le dispositif synclinal de las Nieves et l'abaisse en gradins jusqu'au seuil de Yunquera.

On retrouve dans la Sierra Prieta, la structure synclinale couchée, dont le cœur correspond, ici, aux calcaires et dolomies rhétiennes qui affleurent sur le flanc nord-ouest de ce massif (Figure III.94). Néanmoins, coïncé entre le chevauchement frontal bétique (sur le Néonumidien et le Pénibétique) et l'unité chevauchante

de Bonela, le dispositif synclinal est ici beaucoup plus chahuté que dans la Sierra de las Nieves. Un autre différence importante existe entre les Sierras de las Nieves et Prieta : c'est le caractère fortement discordant de la brèche de la Nava qui repose, à la fois, sur les deux flancs du synclinal couché de Prieta alors qu'elle n'affleure qu'au cœur du pli de las Nieves. La fossilisation du synclinal couché de Prieta par la brèche de la Nava suppose une structuration plus précoce (J. Bourgois 1978).

La structure interne de l'unité Bonela particulièrement compliquée est liée à sa situation entre l'unité de las Nieves-Prieta et l'unité alpujarride (Figure III.94).

Au nord de Casarabonela, la série de l'unité Bonela est renversée : les marbres et calcschistes du Trias-Rhétien reposent systématiquement sur les calcaires à silex liasiques. Par contre, entre Jorox et Alozaña, la série est normale : les marbres supportent les calcaires à silex. Enfin, entre Alozaña et Casarabonela, les deux séries, normale et inverse, s'affrontent.

J. Bourgois (1978) interprète l'ensemble de ce dispositif comme le témoignage d'une structure synclinale au style similaire à celui de l'unité de las Nieves-Prieta. Au nord, les tectoniques cisailantes postérieures à l'élaboration du synclinal ont épargné le flanc inverse et, au sud, le flanc normal. Dans cette hypothèse, le dispositif complet et primitif, certes fort chahuté, ne subsisterait que dans la partie centrale.

Bien que l'unité Bonela chevauche largement la brèche de la Nava (au NW), la structuration en synclinal couché de cette unité apparaît antérieure au dépôt de cette brèche ; en effet, cette formation repose clairement en discordance sur le flanc inverse du synclinal (Figure III.94). Il faut ajouter que le métamorphisme qui affecte l'unité Bonela, est également antérieur à la brèche de la Nava étant donné que celle-ci, non métamorphisée, contient, dans cette partie de la Dorsale, du matériel métamorphique.

2.3. L'agencement structural des Sierras Prieta et de las Nieves

Les grands traits du relief de la Sierra Prieta reflètent bien sa structure écaillée. La Dorsale y est débitée en deux écailles poussées l'une sur l'autre vers le NW où elles chevauchent le Néonumidien (Figure III.95). L'unité de las Nieves-Prieta, la plus élevée, est chevauchée sur son revers par l'unité Bonela.

La coupe 3 de la figure III.95 qui passe au niveau de la partie culminante de la *sierra* met en valeur trois

Figure III.94 - Coupes sériées de la Sierra de las Nieves

PENIBETIQUE : 1 : Marno-calcaires crétacés ;

FLYSCHS : 2 : Flyschs néonumidiens ; 3 : Klippe sédimentaire dans les argiles à blocs ;

DORSALE : 4 : Unité Enamorados ; Unité Nieves-Prieta : 5 : Brèche de la Nava ; 6 : Série éo-jurassique - calcaires lités, à silex, à passées schisteuses ; 7 : Calcaires rhétiens ; 8 : Trias dolomitique ;

ALPUJARRIDE : 9 : Péridotites alpujarrides.

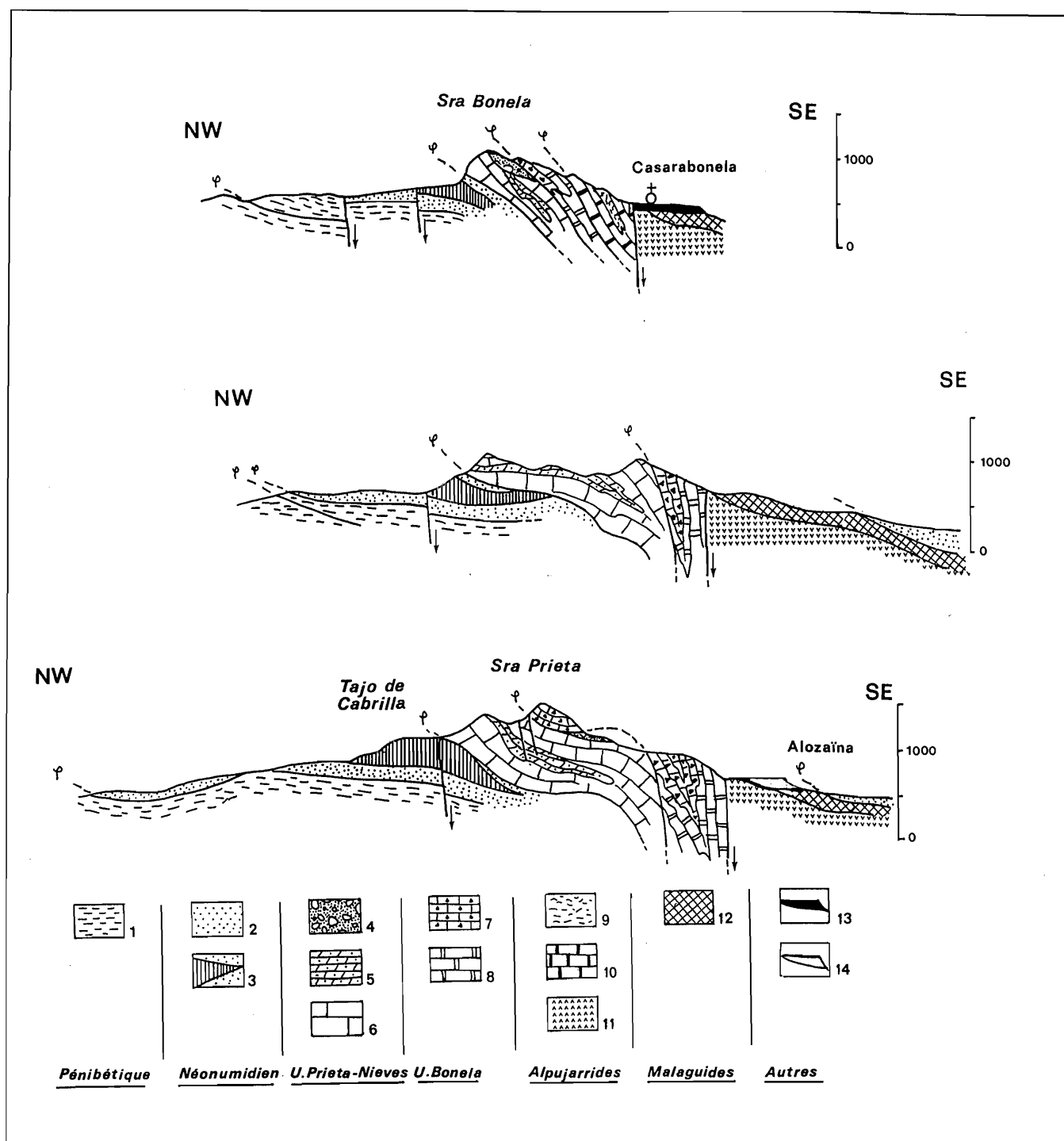


Figure III.95 - Coupes séries de la Sierra Prieta-Bonela

PENIBETIQUE : 1 : Marno-calcaires crétacés ;

FLYSCHS : 2 : Flyschs néonumidiens ; 3 : Klippe sédimentaire dans les argiles à blocs ;

DORSALE : Unité Nieves-Prieta : 4 : Brèche de la Nava ; 5 : Série éo-jurassique (calcaires lités, à silex, à passées schisteuses) ; 6 : Trias dolomitique ;

Unité Bonela : 7 : Calcaires à silex épimétamorphiques ; 8 : Dolomies et calcaires métamorphiques rhéto-triasiques ;

ALPUJARRIDES : 9 : Péridotites ; 10 : Calcaires et dolomies interstratifiés dans des micaschistes ; 11 : Marbres ;

MALAGUIDES : 12 : Grès conglomératique ;

AUTRES : 13 : Travertins ; 14 : Brèches pliocènes.

escarpements étagés :

- le plus élevé correspond à un lambeau de l'unité Bonela qui repose sur le flanc inverse du synclinal couché de Prieta (unité de las Nieves-Prieta) ;
- le second correspond au "crêt" du flanc normal du

synclinal couché de Prieta qui, en contrebas, chevauche le Néonumidien ;

- le troisième abrupt est lié à la "klippe sédimentaire" du Tajo de Cabrilla contenu dans les flyschs néonumidiens.

Plus au nord, du fait de l'absence d'autres "klippes sédimentaires" dans le matériel néonumidien, le dispositif structural se simplifie (coupe 2, Figure III.95) ; seuls deux escarpements, tournés vers le nord-ouest, accidentent la *sierra* : le crêt supérieur correspond au flanc inverse du synclinal de Prieta et le second à l'escarpement de chevauchement de la Dorsale sur le Néonumidien.

Enfin, au droit de Casarabonela, un seul escarpement important affecte la retombée nord-occidentale de la *sierra* (coupe 1, Figure III.95) : le flanc inverse du synclinal couché de Prieta ayant été laminé par le chevauchement de l'unité Bonela, seul l'escarpement de chevauchement de la Dorsale marque cette retombée. Par contre sur le flanc sud-oriental, on relève un système de "chevrons" étagés : ils correspondent au chevauchement de la série renversée de l'unité épi métamorphique de Bonela qui est elle-même chevauchée par l'unité alpujarride ; nappe alpujarride qui se caractérise, ici, par des marbres et des gneiss qui sont ployés en un pli couché.

Au SSW, l'ensemble de la Dorsale plonge vers l'ensellement de Yunquera et s'ennoye sous les nappes alpujarrides.

Au SW du seuil de Yunquera, le dispositif structural de la Sierra de las Nieves apparaît moins complexe du fait, à la fois, de l'absence de l'unité Bonela et de l'homogénéité du matériel alpujarride : les péridotites.

La Sierra de las Nieves se caractérise par un ample synclinal couché (unité de las Nieves-Prieta) qui, au nord-ouest, chevauche à plat le Pénibétique tout en pinçant des écailles de l'unité de los Enamorados et le Néonumidien.

Dans la partie culminante de la *sierra*, ce dispositif se lit bien dans le paysage (Figure III.94-3-4). Reposant anormalement sur le Néonumidien grés-argileux, les dolomies triasiques de l'unité de las Nieves dressent un escarpement de chevauchement, de près de 500 mètres de commandement ; là où les écailles de l'unité de los Enamorados sont prises dans le chevauchement, cette retombée se dédouble en deux vigoureux escarpements. A l'avant et en contrebas de ce front montagneux, se dégagent de petits reliefs énergiques, comme le Cerro de la Yedra au NW du Cortijo de los Quejigales, qui correspondent à de petites "klippes sédimentaires" noyées dans les flyschs néonumidiens. A l'arrière de ce front de chevauchement qui marque la limite nord-occidentale du massif, le vaste plateau sommital correspond au cœur du val perché dissymétrique de las Nieves, dont l'axe est jalonné par quelques affleurements de brèche de la Nava. Au SE, ce plateau est dominé par le crêt sommital de la Torrecilla (1919 m) qui correspond au flanc inverse du synclinal couché. De ce sommet, la série renversée de l'unité de las Nieves plonge vigoureusement sous les péridotites alpujarrides des Sierras de Tolox et Real.

Vers le NE, le flanc inverse du synclinal couché

partiellement laminé par le chevauchement de l'unité alpujarride apparaît plus modestement dans le paysage et domine à peine le plateau sommital où les affleurements de brèche de la Nava prennent de l'extension (Cerro del Tocón, Sierranita del Picacho...). La Sierra de las Nieves s'apparente, ici, à une vaste dalle chevauchante qui présente un léger bombement anticlinal à l'arrière du front de chevauchement (Figure III.94-2).

Au voisinage de l'ensellement de Yunquera-El Burgo, le dispositif structural se complique considérablement. Il est, tout d'abord, accidenté par un système de failles NW-SE qui descendent en gradins vers le seuil de Yunquera. Il est, également, accidenté par des contacts anormaux qui pincent des unités allochtones (unité de Breñuela, unité malaguide...) entre-lesquelles on relève des dolomies appartenant au Trias de l'Unité de las Nieves. La compréhension structurale est, d'autre part, malaisée du fait d'une dolomitisation généralisée qui affecte, entre autres, la brèche de la Nava.

3. LES APTITUDES À LA KARSTIFICATION DE LA SERRANIA

Nous développerons, ici, les aptitudes du cadre géologique à la karstification. La part du gradient hydraulique et du potentiel hydro-chimique dans la karstification de la *serranía* sera définie dans l'étude des différents systèmes karstiques (organisation, fonctionnement et évolution karstique).

3.1. Les aptitudes à la karstification de la Dorsale

La Dorsale Bétique se caractérise par la puissante série carbonatée triasique (dolomies et calcaires) qui constitue le plus important domaine karstifiable de la *serranía* (unité de las Nieves-Prieta). Hormis les minces bancs marno-dolomitiques, cette unité présente une homogénéité d'ensemble remarquable, notamment dans la Sierra de las Nieves où on ne relève aucun niveau imperméable susceptible de barrer les circulations souterraines ; par contre, dans la Sierra Prieta, se développe, à la base de la série dolomitique, une alternance de minces lits calcaires, de marnes et d'argile (Figure III.93 ; série de Mogajores, F. Kockel, 1960) qui peut jouer le rôle de niveau de base lithologique vis-à-vis des écoulements endokarstiques.

Si la série triasique de l'unité de las Nieves-Prieta apparaît propice au développement d'importants systèmes karstiques (en présence des potentiels hydraulique et hydro-chimique), il faut relever le caractère peu développé des morphologies de dissolution en surface (lapiés...). Cette indigence doit être rapportée à la nature

dolomitique où la dissolution provoque la désagrégation granulaire du matériel (dissociation des cristaux). Donc, plus que par des formes de dissolution pure, l'action combinée de la dissolution-désagrégation se traduit dans le matériel triasique par des surfaces karstiques rugueuses à micro-reliefs. On retrouve un comportement similaire dans la formation de la Nava, riche en débris dolomitiques.

Par ailleurs, hormis sur les lentilles de calcaire massif contenues dans les assises rhétiennes, les morphologies exokarstiques liées au seul travail de la dissolution sont également peu développées dans les terrains qui surmontent la série triasique. Ceux-ci présentent, en effet, une modeste aptitude à la karstification, du fait d'une teneur en insoluble relativement importante et surtout de la fréquence des niveaux marneux et schisteux. Ces traits lithologiques apparaissent beaucoup plus favorables, en fonction du contexte climatique, au débitage par le gel ou à l'alimentation et au développement d'une couverture d'altération qu'à l'agencement de formes de dissolution.

La série épimétamorphique de l'unité Bonela et le faciès marmoréen de l'unité de las Nieves-Prieta (contact avec la nappe alpujarride) se caractérisent par un comportement différencié du travail de la dissolution en fonction du degré de fissuration et de la fracturation.

Dans les secteurs peu fissurés, on relève la quasi-absence de formes exokarstiques de ruissellement (lapiés de ruissellement), conséquence du type de cristallisation (microsparitique) et de la très faible porosité de ces terrains (R. Maire, 1990). Les uniques formes visibles en surface se développent le long de la fissuration et de la fracturation (lapiés de diaclases). Ici, plus qu'ailleurs, l'importante fracturation de ces terrains, liée aux successives phases tectoniques, a joué un grand rôle dans l'agencement d'importants systèmes karstiques comme en témoignent les puissantes émergences qui en sourdent (Jorox, Casarabonela ; Figure III.96).

Le dispositif structural tient une place importante dans la karstification et l'organisation hydrogéologique de la Dorsale Bétique. Globalement, de part et d'autre du seuil de Yunquera, on discerne deux domaines structuraux qui, a priori, devraient provoquer une organisation hydrogéologique différente :

- le compartiment occidental (Sierra de las Nieves-Llanos de la Nava) se définit par une ample structure synclinale qui apparaît favorable à un agencement du drainage souterrain vers l'axe du pli. Cependant, il est possible que le dispositif couché du pli ait eu pour effet d'isoler le flanc inverse (Torrecilla, Alcojona...) du reste du drainage karstique synclinal ; en effet, la série dolomitique inversée repose sur les assises post-triasiques qui, en plus de présenter une modeste aptitude à la karstification, sont ici tectoniquement comprimées. Dans cette hypothèse, deux systèmes karstiques pourraient

s'agencer dans la structure synclinale couchée de las Nieves ; sinon le dispositif litho-structural de las Nieves présente un potentiel karstique théorique de près de 2500 mètres de puissance (doublement des séries triasique et postérieure).

- la Sierra Prieta-Bonela se caractérise par le chevauchement de l'unité Bonela sur l'unité Prieta qui, en mettant en contact les assises carbonatées de ces deux domaines, est à l'origine d'un puissant potentiel karstique pouvant atteindre 1500 m d'épaisseur. Au niveau de Casarabonela, ce potentiel est majoré par le chevauchement d'une nappe alpujarride carbonatée : l'unité type Blanca, définie par J. Bourgois (1978), composée essentiellement de marbres. Cet empilement d'écaillés carbonatées présente un pendage général vers le SE où il est limité par la faille de Casarabonela-Jorox le mettant en contact avec les péridotites alpujarrides.

Ces deux grands ensembles karstiques (Sierra de las Nieves-Llanos de la Nava et Sierra Prieta-Bonela) sont limités par deux niveaux de base litho-structural potentiels :

- d'une part, au nord, les flyschs argilo-gréseux imperméables néonumidiens et les marno-calcaires crétacés pénibétiques sur lesquels reposent anormalement la Dorsale ;

- et, d'autre part, au sud, les péridotites alpujarrides.

Enfin, les importants accidents transverses (faille d'Andrade-Puerto de los Martinez ; seuil de Yunquera ; faille du río Verde-Turquillas), responsables de la subdivision de la Dorsale en plusieurs massifs, sont à l'origine du compartimentage hydrogéologique de la *serranía*.

3.2. L'aptitude à la karstification du Pénibétique de Ronda

Nous ne développerons pas ici les aptitudes lithologiques à la karstification du Pénibétique qui ont été déjà abordées dans l'étude de la Serranía de Grazalema (*supra* : Chap. I.3.). En ce qui concerne notre étude, nous relevons que l'ensemble du piémont nord-occidental des Sierras de las Nieves-Prieta se caractérise par l'affleurement des marno-calcaires crétacés qui se relèvent vers le NW où ils se raccordent aux anticlinaux des Sierras de la Hidalgo-Blanquilla-Merinos. Ces assises crétacées apparaissent plus favorables à la mise en place d'un réseau hydrographique de surface qu'à l'agencement de systèmes karstiques comme en témoignent les nombreux *arroyos* qui incisent ce piémont pour rejoindre, vers le NNE, la vallée du río Túron (El Burgo). Néanmoins, certains de ces *arroyos* s'écoulent localement sur les calcaires jurassiques (retombée anticlinale de la Sierra de la Hidalgo), où, généralement, ils se perdent.

Ces aptitudes à la karstification de ces différents

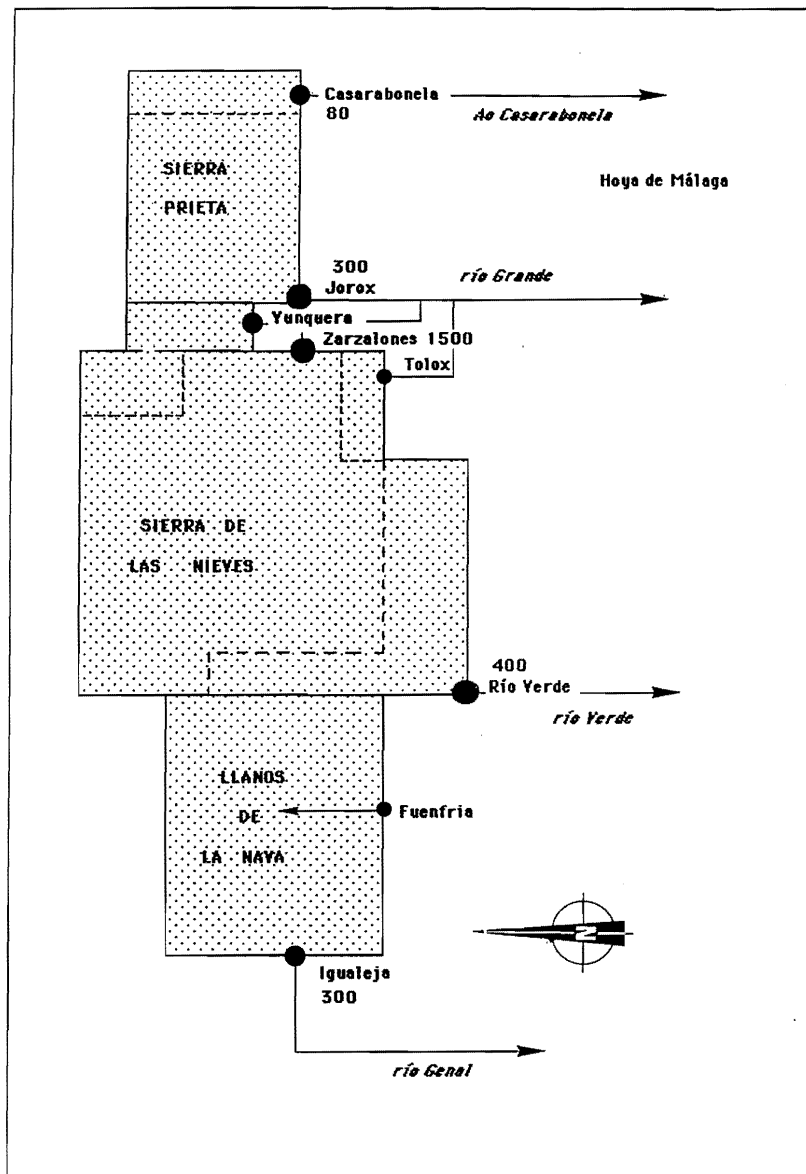


Figure III.96 - Répartition schématique des principaux exutoires karstiques de la Serranía de Ronda

ensembles sont, rappelons-le, théoriques. La karstification nécessite, en effet, l'existence conjointe d'un gradient hydraulique et d'un approvisionnement en H_2O et CO_2 qui dépendent du contexte géomorphologique et des conditions environnementales (*supra* : I Livre, I partie). L'organisation hydrogéologique est l'expression de cette karstification. L'objet de notre recherche est de définir les paramètres qui ont favorisé et conditionné le travail de la karstification.

4. L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DE LA DORSALE BÉTIQUE

Dix émergences karstiques drainent les 160 km² d'affleurements carbonatés de la Dorsale Bétique (Figure III.96) ; les plus importantes étant, d'ouest en est, celles d'Igualaja, du río Verde, de los Zarzalones (río Grande) et de Jorox totalisant un débit annuel de 75 hm³. A ces

exutoires karstiques, il faut adjoindre l'émergence qui sourd dans le talweg du río del Burgo (en amont du village d'El Burgo). Cette émergence draine les assises pénibétiques qui affleurent sur le piémont septentrional de la Dorsale (pertes karstiques de la Sierra de los Arcos et Jurassique des Sierras de la Hilda et Blanquilla). Cet exutoire donne naissance au río Turón qui s'écoule sur la retombée nord-occidentale des Sierras Prieta et Alcaparain où affleurent amplement les terrains imperméables néonumidiens, pour ensuite confluer avec le río Guadalhorca (Ardales).

En dehors de l'émergence du río del Burgo qui intéresse le domaine pénibétique de Ronda, la totalité des exutoires karstiques de la *serranía* se localise sur la bordure méridionale de la Dorsale Bétique. Cette répartition souligne l'absence quasi-totale d'incidence du contact Dorsale-Néonumidien dans la situation des émergences tandis qu'elle met en valeur l'importance hydrogéologique du contact anormal Dorsale-unité

alpujarride.

Les failles transversales jouent également un rôle important puisqu'elles ont pour effet de délimiter les principales unités hydrogéologiques de la Dorsale Bétique :

- la faille du río Verde-Turquillas sépare l'unité de la Nava de la Sierra de las Nieves ;
- l'enselement de Yunquera départage nettement les Sierras de las Nieves et Prieta ;
- la faille d'Andrade-Puerto de los Martínez fixe la limite entre la Sierra Bonela et la Sierra Alcaparain.

Mise à part l'unité d'Alcaparain qui n'entre pas dans notre domaine d'étude, nous allons définir l'organisation hydrogéologique de ces différentes unités de la Dorsale

4.1. L'organisation hydrogéologique de la Sierra de las Nieves

La Sierra de las Nieves constitue un vaste impluvium karstique de 35 km² drainé par deux puissantes émergences au débit moyen supérieur à 250 l/s : le *manantial* du río Verde et la Cueva de los Zarzalones auxquelles il faut adjoindre les sources del Piconcillo et de Tolox (Figures III.96 et III.97). Cette unité est limitée à l'ouest par la faille du río Verde-Turquillas, au sud par les différents contacts avec la nappe alpujarride, à l'est par le seuil de Yunquera et au nord par le chevauchement sur le Néonumidien.

L'émergence de los Zarzalones (380 m) s'ouvre sur la rive droite de la vallée de los Zarzalones qui incise la retombée nord-orientale de la *sierra*. Cette émergence, dont le débit moyen est de l'ordre de 1,5 m³/s (moyen annuel de 45 hm³), donne naissance au río Grande qui rejoint la Hoya de Malaga. Cet exutoire s'ouvre dans les assises triasiques qui sont légèrement métamorphisées (marbre dolomitique) du fait de la proximité (quelques centaines de mètres) d'un double plan de chevauchement : la nappe alpujarride (gneiss et péridotites), qui recouvre la Dorsale, est elle-même chevauchée par l'unité malaguide. L'exploration spéléonautique de cette cavité (C.A.E.B., 1986) a mis en évidence l'existence d'une zone noyée qui se développe dans les assises triasiques et le fonctionnement légèrement vauclusien de cette émergence (Figure III.98).

L'émergence de los Zarzalones se situe dans le prolongement de l'axe synclinal de las Nieves, dont la structure d'ensemble, bien que fortement chahutée sur la bordure orientale par de nombreux accidents transverses et cisaillements, se prolonge jusqu'au seuil de Yunquera. Le dispositif litho-structural de las Nieves apparaît particulièrement favorable à l'agencement d'un vaste bassin d'alimentation karstique qui est vraisemblablement entièrement ou en grande partie drainée par l'émergence de los Zarzalones. En effet, le flanc triasique normal du

val repose anormalement sur les flyschs imperméables néonumidiens qui conduisent les écoulements souterrains vers la gouttière synclinale. L'exploration spéléologique, notamment de la Sima GESM, permet de relever un enfoncement subvertical des infiltrations et des ruissellements souterrains au travers des assises rhétoliasiques et de la masse dolomitique triasique jusqu'à la zone noyée qui se développe non loin de la semelle chevauchante de la Dorsale (Figure III.112).

Si les limites nord-occidentale (Dorsale/Néonumidien) et nord-orientale (Alpujarride/Dorsale) du bassin d'alimentation de l'émergence los Zarzalones sont relativement bien définies, il est plus délicat d'en fixer les autres limites. Une coloration effectuée en automne 1987 par les spéléologues de la "Slovak Speleological Association" a mis en valeur la relation hydrogéologique entre la Sima GESM et la Cueva de los Zarzalones. Ce tracage permet, d'une part, d'avoir une idée de l'extension vers le sud-ouest du bassin d'alimentation de cette émergence (plus de 10 km) qui inclue la Sima GESM et, d'autre part, de remettre en cause l'hypothèse rattachant ce gouffre au bassin d'alimentation de l'émergence du río Verde, située à trois kilomètres au sud de cette cavité ; la faille d'Alcazaba pourrait constituer la limite entre ces deux bassins d'alimentation karstique.

L'émergence du río Verde (580 m) s'ouvre sur la retombée méridionale de la *sierra*, en contrebas du relief sommital de la Torrecilla. Cette émergence de débit moyen soutenu (0,4 m³/s) sourd dans le lit-même du río Verde, au contact des dolomies triasiques et des péridotites alpujarrides.

Cette émergence draine vraisemblablement la retombée méridionale de la *sierra*, limitée au sud-ouest par la faille transverse de las Turquillas, ainsi que le flanc inverse triasique du synclinal couché de las Nieves : Torrecilla-Puerto de los Valientes. Ce flanc vient, en effet, reposer sur les assises liasiques et supérieures qui se caractérisent par une modeste aptitude à la karstification (*supra*) ; cette aptitude doit être de plus réduite du fait que ces assises sont, ici, comprimées par le flanc inverse du pli. Aussi, ces terrains peuvent fonctionner comme un niveau de moindre perméabilité vis à vis des circulations souterraines agencées dans les dolomies triasiques et favoriser une organisation du drainage vers le sud-est (Figures III.96 et III.97). Quel que soit le rôle exact de ces assises, l'important gradient hydraulique qui existe entre le sommet du crêt sommital (Torrecilla) et l'incision du río Verde (plus de 1300 m), suffit, à lui seul, à expliquer l'agencement de systèmes karstiques tournés vers le sud-est de la *sierra*. D'ailleurs, la faible température (12°C) et la minéralisation moyenne (116 mg/l de Ca CO₃) des eaux ainsi que la rapide réponse de l'exutoire aux précipitations (réponse pointue et peu étendue) traduisent un rapide transfert des eaux dans le karst et l'existence d'une structure karstique fonctionnelle présentant une

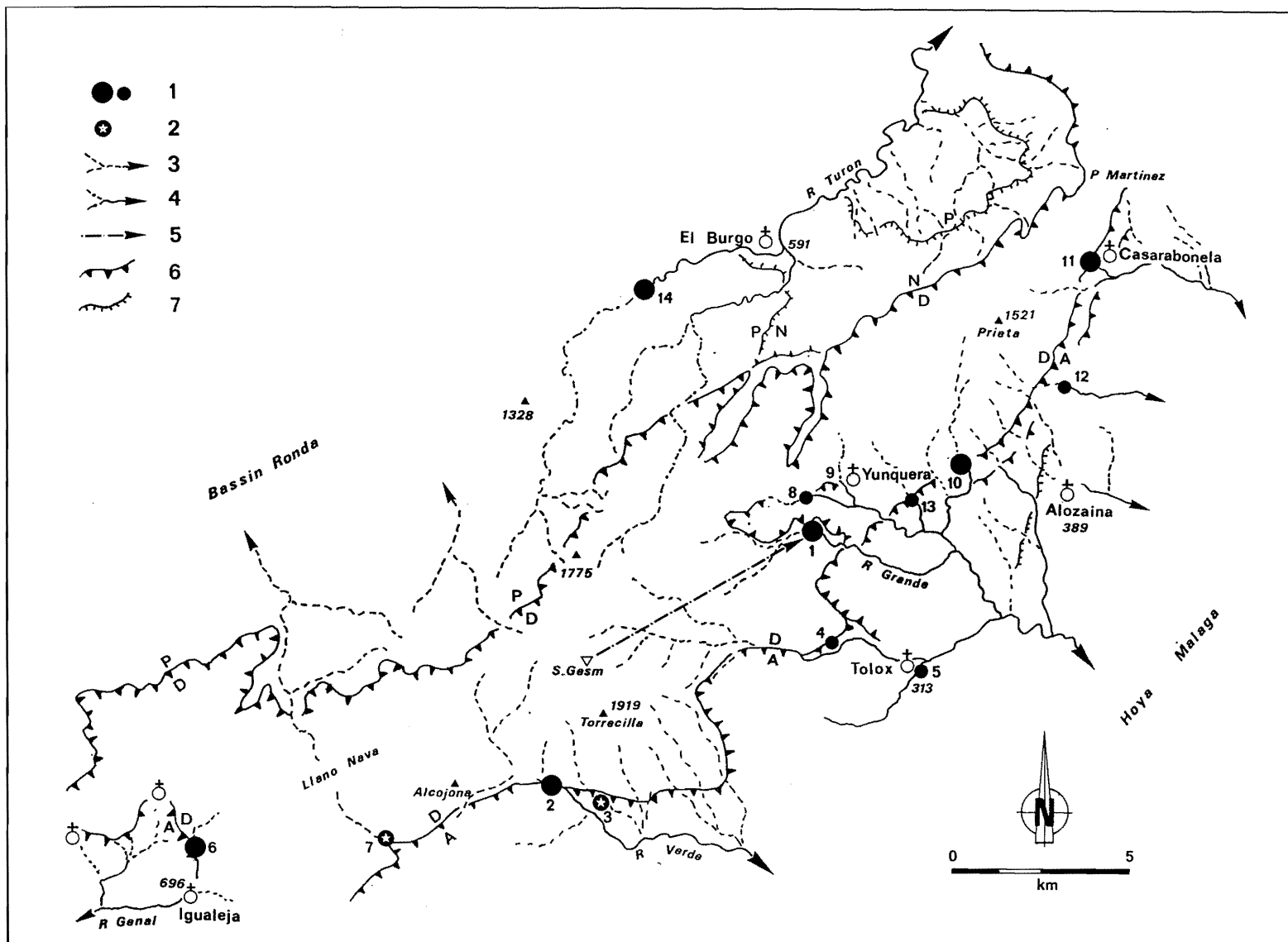


Figure III.97 - Répartition des principaux exutoires karstiques des Sierras de las Nieves-Prieta

1 : Émergence karstique pérenne (1 : Zarzalones ; 2 : Verde ; 4 : Piconcillo ; 5 : F. Armagosa ; 6 : Igualaja ; 8 : Umbria ; 9 : Yunquera ; 10 : Jorox ; 11 : Casarabonela ; 12 : Piña ; 13 : Sauce ; 14 : E. río Turón) ; 2 : Émergence temporaire (3 : Cuevas del Moro ; 7 : Fuenfria) ; 3 : Arroyos ; 4 : Cours d'eau temporaire ; 5 : Cours d'eau pérenne ; 6 : Contact anormal majeur (P/D : Pénibétique/Dorsale ; D/A : Dorsale/ Alpujarride ; D/N : Dorsale/Flyschs néonumidiens) ; 7 : Contact anormal (P/N : Pénibétique/Flyschs néonumidiens).

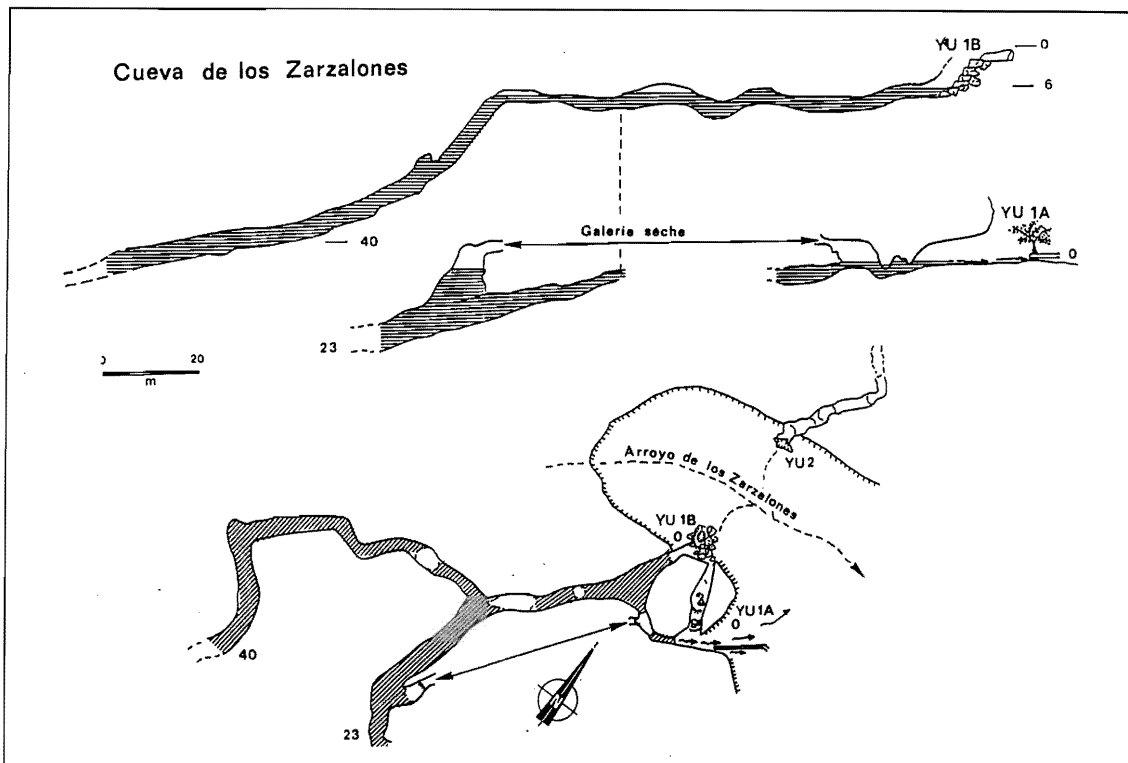


Figure III.98 - Coupe et plan de la Cueva de los Zarzalones (exutoire karstique du río Grande)

D'après les données du C.A.C.B., 1982.

faible inertie. Cependant, nous avons également remarqué, après le premier pic bien marqué de crue, un second maximum moins prononcé et beaucoup plus étalé. Bien que cela doive être confirmé par une étude hydrogéologique, ce second maximum met en évidence une structure possédant une zone noyée ; zone noyée qui confère une relative régularité des débits moyens de cette émergence et le caractère "inertiel" de ce système. En fonction du dispositif structural, cette zone noyée se localise vraisemblablement auprès du contact Dorsale-Alpujarride. C'est au point altitudinal le plus bas de ce contact que s'ouvre l'émergence du río Verde. Des émergences temporaires, situées également le long de ce contact, fonctionnent en trop-plein lors des périodes de hautes eaux ; ces exutoires se mettent en charge graduellement au fur et à mesure qu'on s'éloigne de l'émergence pérenne du río Verde. Le plus important de ces trop-pleins est celui de la Fuente Duende (620 m) qui s'ouvre dans la vallée de l'Arroyo de las Cuevas del Moro (Figures III.96 et III.97).

L'émergence du río Verde se caractériserait donc par la superposition de deux structures de drainage karstique : l'une relativement transmissive et la seconde plus "inertielle" du fait de l'effet-barrage que jouent les péridotites alpujarrides.

En l'absence de traçage, il est délicat d'aller plus loin et de fixer plus précisément les caractéristiques et les limites du bassin d'alimentation de l'émergence du río Verde.

Dans la région de Tolox sourdent deux niveaux de sources :

- les sources du Piconcillo (440-400 m) qui se situent sur la rive gauche de la vallée du río de los Horcajos, au contact des dolomies triasiques et des péridotites alpujarrides ;
- la Fuente Armagosa (380 m), source thermique de Tolox, qui s'ouvre au contact des nappes malaguides (calcaires dolomitiques) et alpujarrides et non loin du contact de la Dorsale et des péridotites.

Ces sources, de moindre importance hydrologique (25 à 100 l/s de débit moyen), se caractérisent par des températures relativement élevées (19 à 22°C). Les caractères hydrochimiques de ces sources (Tableau III.15) ainsi que les analyses isotopiques O_{16}/O_{18} (Tableau III.16) permettent, cependant, d'écarter l'existence de remontées géothermales *s.s.* L'anomalie thermique des sources de Tolox serait, ici, plus d'origine hypothermale ; ce réchauffement serait dû à une circulation profonde des eaux d'origine karstique. La minéralisation élevée des eaux de ces sources s'exprime, d'une part, pour les sources del Piconcillo, dans le paysage, par des accumulations travertineuses (Figure III.124 ; *infra* : Chapitre 2, 3.2) et, d'autre part, pour la source de Tolox par un puissant entartrage des canalisations qui a provoqué la fermeture provisoire des thermes de ce village.

La présence des nappes profondes sur la bordure SSE de la Dorsale autorise à penser qu'une partie des écoulements karstiques de las Nieves échappe aux

FUENTE AMARGOSA -TOLOX - (380 m)

Température : 22 ° c

Anions (ppm)	Cations (ppm)	Gaz (‰)	Isotopes (‰)
pH : 10,6		SH ₂ : -1000	Tritium : -100
Cond : 270,0		SO ₂ : -1000	DEUT : -100
Dureté : 2		CO ₂ : -1000	O ₁₈ : -100
CO ₃ H : 1	Na : 36	CO : -1000	C ₁₄ : -100
CO ₃ : 12,2	K : 6	CH ₄ : -1000	
SO ₄ : 1	Ca : 4	H : -1000	
Cl : 54	Mg : 2	O ₂ : -1000	
F : 0,1	NH ₃ : 0,09	N ₂ : -1000	
NO ₃ : 1	Fe : 1		
B : 0,09	Li : 0,09		
Si : 6,4			
Anions (mg/l)	Cations (mg/l)	Gaz (cc/l)	
Chlore : 57,6	Sodium : 27	Nitrogène : 18	
Sulfure : 3,5	Potassium : 36,6	Anhydride carbon:	
Carbonate : 171	Calcium : 36	0,6	
Silice : 18,7	Magnesium : 1,5		
	Fer : 1		
	Résidu fixe à 180° : 238		

Sources del Piconcillo -Tolox - (300 m)

Température : 20° c

Anions (ppm)	Cations (ppm)	Gaz (%)	Isotopes (%)
pH : 11,4		SH ₂ : -1000	Tritium : -100
Cond : 1090		SO ₂ : -1000	DEUT : -100
Dureté : 13		CO ₂ : -1000	O ₁₈ : -100
CO ₃ H : 1	Na : 68	CO : -1000	C ₁₄ : -100
CO ₃ : 30	K : 9	CH ₄ : 1000	
SO ₄ : 1	Ca : 54	H : -1000	
Cl : 142	Mg : 0,9	O ₂ : -1000	
F : 0,1	NH ₃ : 0,09	N ₂ : -1000	
NO ₃ : 1	Fe : 1		
B : 0,24	Li : 0,09		
Si : 4,3			

Tableau III.15 - Caractères géochimiques des sources de Tolox

Exutoires	¹⁸ O δ° ‰/PDB	¹³ C δ° ‰/PDB
Yunqueira	-5,36	-12,04
Casarabonela	-5,56	-12,97
Jorox	-5,92	-12,97
Tolox	-7,41	-12,37

Tableau III.16 - Analyses isotopiques ¹⁸O et ¹³C des eaux provenant des exutoires karstiques de la Serranía de Ronda.

Analyses réalisées au Centre de Recherches Géodynamiques - Thonon-les-Bains

drainages vers les exutoires de los Zarzalones et du río Verde et rejoint la zone noyée de Tolox.

En l'absence d'étude approfondie évaluant l'extension, la capacité et le fonctionnement de ces nappes profondes, il est extrêmement délicat de définir la part des écoulements karstiques de las Nieves dans cette structure hydrogéologique et de fixer la limite du bassin drainé par les sources de Tolox.

La Sierra de las Nieves, subdivisée en trois unités hydrogéologiques d'inégale extension, se caractérise par un drainage karstique d'ensemble tourné vers le versant méditerranéen profondément incisé par le réseau hydrographique (*ríos* Verde, Grande, de los Horcajos et de los Caballos). C'est dans le talweg de ces vallées et à proximité du contact anormal Dorsale-Alpujarride que sourdent les émergences karstiques de la Sierra de las Nieves.

Une corrélation relativement étroite semble exister entre l'organisation du réseau hydrographique de surface et la répartition des exutoires karstiques :

- l'essentiel du réseau de surface qui incise profondément le val perché de las Nieves, se dirige vers l'est en direction de la Hoya de Málaga ; c'est sur cette retombée que se situent la puissante émergence de los Zarzalones et les sources de Tolox. Bien qu'on relève une légère divergence entre le drainage de surface et souterrain (le premier s'organisant vers le río Horcajos (Tolox) et le second vers le río Grande ; *infra*), on a, en fait, une même logique d'ordre supérieur : les drainages de surface et souterrain se sont agencés en fonction du niveau de base régional : la Hoya de Málaga.

- l'abrupte retombée sud-ouest de la Dorsale a été en grande partie dégagée de sa "couverture" alpujarride par la profonde incision du río Verde dépendant de la Méditerranée ; c'est en contrebas de la Torrecilla où le potentiel de karstification est supérieur à 1300 m que se situe l'émergence du río Verde ;

- à l'inverse, en plus des conditions litho-structurales peu favorables, la faible incision du piémont nord-occidental de las Nieves et le modeste gradient hydraulique (500 m) qui en découle, n'ont pas été propices à un agencement du drainage karstique vers cette retombée comme le souligne l'absence d'exutoire karstique.

En dehors du dispositif litho-structural qui définit l'agencement des différents systèmes karstiques, l'organisation hydrogéologique d'ensemble de la Sierra de las Nieves résulte d'une longue évolution morphologique qui apparaît en grande partie commandée par la proximité de la Méditerranée.

4.2. L'unité hydrogéologique de la Nava

L'unité de la Nava, d'une vingtaine de km², se caractérise par son important affleurement de brèche de la Nava qui occupe le cœur d'une vaste structure synclinale dissymétrique, similaire à celle de la Sierra de las Nieves. Ce dispositif est limité par un double barrage karstique : les péridotites alpujarrides au SE et les flyschs néonumidiens et marnes crétacées pénibétiques au NW ; sur cette bordure, une faille SW-NE abaisse le fond du val par rapport aux reliefs qui le bordent (Cerros Algarrobillos, del Navazo et de las Sardinias).

Ce dispositif structural est particulièrement favorable à une concentration du drainage karstique dans l'axe de la gouttière à partir du moment où les conditions le permettent (recoupement de cet axe par le réseau hydrographique, par exemple). Barrée au nord-est par la faille transverse du río Verde-Turquillas, le drainage karstique de cette gouttière s'effectue vers le sud-ouest ; c'est au niveau du contact Dorsale (brèche de la Nava)-nappe alpujarride (gneiss) que se situe l'exutoire de ce système : l'émergence d'Igualeja (710 m), dont le débit moyen de l'ordre de 300 l/s. Cette émergence donne naissance au río Genal qui est le plus important affluent du Guadiaro.

Ce système karstique se caractérise par de faibles variations de débit notamment lors des périodes de pluies. Le fonctionnement relativement "inertiel" de ce système karstique résulte vraisemblablement, d'une part, du faible gradient hydraulique de cet aquifère (au maximum de 300 mètres) et, d'autre part, de la nature bréchique à ciment dolomitique de la Nava.

La courte retombée du flanc inverse du synclinal (Alcojona-Cascajara) échappe temporairement au dispositif hydrogéologique d'ensemble de la Nava. En effet, cette retombée se rattache à un petit aquifère, dont l'exutoire s'ouvre le long du contact avec les péridotites alpujarrides : l'émergence de Fuenfria. Cette émergence, au débit moyen d'environ 40 l/s, donne naissance à l'Arroyo de la Fuenfria qui, après avoir recoupé en gorges la barre dolomitique, vient se perdre dans la dépression de los Llanos de la Nava et rejoindre, de ce fait, le bassin d'alimentation de l'émergence d'Igualeja (Figures III.96 et III.97).

4.3. Le drainage karstique du seuil de Yunquera

Le seuil de Yunquera qui départage les massifs de las Nieves et Prieta, se caractérise par l'affleurement de formations carbonatées (dolomies et marbres) appartenant à l'unité alpujarride. Ces formations sont drainées par l'émergence de Yunquera (680 m) qui, située aux abords de ce village, s'ouvre au contact des

marbres et des gneiss alpujarrides. En contrebas de cet exutoire, on relève l'étagement d'importantes tables de travertins ; c'est sur la plate-forme supérieure que s'est installé le village de Yunquera (*infra* : Chapitre 3).

Si cette unité hydrogéologique est bien délimitée à l'E par le chevauchement de la Dorsale sur le Néonumidien (Tajo de Cabrilla), il est plus délicat d'en fixer la limite occidentale. En effet, les marbres et dolomies alpujarrides sont directement en contact avec la terminaison orientale de la Sierra de las Nieves (Arca) ; il est fort vraisemblable que cette extrémité isolée du bassin hydrogéologique de los Zarzalones par une klippe alpujarride (gneiss et micaschiste) soit drainée par l'émergence de Yunquera dont le débit moyen de cet exutoire est d'environ 100 l/s.

4.4. L'agencement hydrogéologique de la Sierra Prieta-Bonela

Le dispositif structural en écaïlles de la Sierra Prieta-Bonela est responsable d'un empilement d'assises carbonatées, dont l'affleurement est d'environ 28 km². Cet impluvium karstique est drainé par l'émergence de Jorox et les émergences de Casarabonela (Figures III.96 et III.97) qui se situent à chaque extrémité de la retombée orientale de cette *sierra*. Cet impluvium est délimitée, à l'W et au NW par le chevauchement de la Dorsale sur le Néonumidien, au N par la faille du Puerto de los Martínez et à l'E par la faille de Casarabonela-Jorox. En l'absence de colorations, il est plus difficile de délimiter les bassins respectifs des deux exutoires karstiques de la *sierra*. Cependant, si on se réfère à leur débit moyen, qui sont respectivement de l'ordre de 300 l/s pour Jorox et 80 l/s pour Casarabonela, il est certain que l'émergence de Jorox draine la majeure partie de la Sierra Prieta.

L'émergence de Jorox (545 m) s'ouvre à quelques centaines de mètres en amont du hameau de Jorox dans le talweg de la Cañada de Siete Fuentes qui incise en gorges la retombée méridionale de la *sierra*. Cette émergence draine les écaïlles de la Dorsale Bétique (unités Prieta et Bonela) qui reposent sur les flyschs imperméables néonumidiens et se caractérisent par un pendage généralisé vers le SE ; direction vraisemblable des écoulements karstiques qui butent vers l'aval sur l'accident barrant de Casarabonela-Jorox. Cet accident de direction subméridienne guide le drainage de ce système vers le niveau de base hydrographique qu'est le talweg de la Cañada de Siete Fuentes. Cet exutoire se situe au contact de la Dorsale Bétique (unité Bonela) et des péridotites alpujarrides.

Le bassin théorique des émergences de Casarabonela (540 m) doit vraisemblablement correspondre au secteur septentrional du massif Prieta-Bonela situé au nord de l'accident transverse de la Ventilla : la Sierra Bonela s.s. La limite septentrionale du bassin d'alimentation des

émergences de Casarabonela passe par la faille du Puerto de los Martínez délimitant les Sierras Prieta-Bonela et Alcaparain.

Ces émergences qui drainent les unités Prieta et Bonela fortement redressées ainsi que les assises carbonatées (marbres) de la nappe alpujarride, se situent le long de la faille subméridienne de Casarabonela ; cet accident met ici en contact les marbres alpujarrides et les péridotites.

La Sierra Prieta-Bonela se caractérise par un drainage karstique tourné exclusivement vers sa retombée orientale qui, en contrebas, se raccorde à la Hoya de Málaga. C'est sur ce piémont et le long de la faille de Casarabonela-Jorox que se situent les émergences karstiques de ce massif. Les principales causes responsables de cet agencement hydrogéologique sont l'existence, d'une part, d'un important gradient hydraulique vers le piémont oriental où il peut atteindre 1000 m de puissance, et, d'autre part, d'un dispositif litho-structural favorable à une organisation du drainage karstique vers l'est (pendage des écaïlles, semelle néonumidienne...). Nous retrouvons une corrélation, similaire à celle relevée dans l'étude de la Sierra de las Nieves, entre l'organisation du réseau hydrographique et du drainage karstique ; les deux étant tournés vers la Hoya de Málaga.

On relève, enfin, que les émergences de la Sierra Prieta-Bonela sont systématiquement associées à de puissantes tables de travertins (Jorox, Casarabonela), ce qui n'était pas le cas des principales émergences de la Sierra de las Nieves (Zarzalones, río Verde). Cette association émergence-travertin et cette apparente différence de comportement entre las Nieves et Prieta seront ultérieurement abordées (*infra* : Chapitre 5).

4.5. Conclusions

Les différentes unités hydrogéologiques de la Dorsale Bétique présentent une remarquable homogénéité dans l'organisation du drainage karstique : celui-ci, malgré des contextes litho-structuraux très différents d'une unité à l'autre, s'organise systématiquement vers le versant méditerranéen de la *serranía* profondément incisé par le réseau hydrographique (*ríos* Genal, Verde, de los Horcajos, Grande, de Jorox, de Casarabonela...). Un autre point commun entre les différentes unités hydrogéologiques de la *serranía* est la situation des exutoires karstiques qui s'ouvrent dans le talweg des principales vallées méditerranéennes et aux abords du contact anormal entre les assises carbonatées de la Dorsale et la nappe alpujarride.

Le réseau hydrographique, dépendant de la proche Méditerranée, a, semble-t-il, joué un rôle important dans la karstification des *sierras* puisque, d'une part, il a contribué au déblaiement des nappes malaguides et alpujarrides qui reposent sur la Dorsale et, d'autre part, il est responsable de l'important potentiel de

karstification (gradient hydraulique) qui caractérise le piémont méditerranéen. De ce fait, la définition des différentes étapes d'enfoncement du réseau hydrographique méditerranéen apparaît capitale dans la compréhension de l'organisation et de la genèse des karsts de la Dorsale Bétique. L'étude des travertins étagés sur le piémont méditerranéen de la Dorsale devrait nous aider à fixer le cadre morphogénique de la *serranía*.

CHAPITRE II

LA SIERRA DE LAS NIEVES ET SES PIÉMONTS

La Sierra de las Nieves est l'élément le plus massif et le plus élevé de la Serranía de Ronda (1919 m). Elle se caractérise par des paysages karstiques tout en nuance. Ses sommets comportent de vieilles topographies karstiques sous lesquelles se développe un important karst souterrain pléistocène. L'opposition entre son piémont nord-occidental et sa retombée sud-orientale permet de souligner le rôle capital de la Méditerranée dans l'agencement du relief ainsi que dans l'organisation et l'évolution du karst de las Nieves.

Cinq unités morphologiques composent le massif de las Nieves et ses piémonts (Figures III.99 et III.100 et carte H.T.) :

- la **Sierra de las Nieves s.s.** ; ce haut massif est limité au NW par l'escarpement de chevauchement de la Dorsale sur les zones externes, à l'W par l'escarpement de faille Turquillas-río Verde, et au S et SE par les profondes vallées du río Verde et du río de los Horcajos qui longent le contact Dorsale-nappe alpujarride. Ces versants abrupts délimitent la partie sommitale de la Nieves qui s'abaisse progressivement vers l'ensellement de Yunquera situé à l'ENE de la *sierra* ; conformément à cet abaissement topographique, l'essentiel du réseau hydrographique se dirige vers ce seuil et la Hoya de Málaga (*arroyos* de la Encina, de la Cuesta de los Hornillos, del Cañuelo, de los Zarzalones, et de las Carnicerías). Ce réseau hydrographique qui incise profondément cette longue retombée, apparaît nettement indépendant du dispositif litho-structural de la *sierra*, caractérisé par un ample synclinal couché de direction NE-SW (*supra* : Chapitre 1). La partie sommitale de las Nieves qui offre un relief d'ensemble tabulaire oscillant entre 1700 et 1800 m d'altitude, est dans le détail accidentée par de nombreux vallons secs et dépressions entre lesquels s'agencent des buttes arrondies. C'est sur ce plateau sommital que s'ouvre la Sima GESM qui, avec ses 1075 mètres de profondeur, compte parmi les plus importants gouffres de la Péninsule Ibérique. Le plateau de las Nieves est limité au SE par le crêt de la Torrecilla qui porte le point culminant de la *sierra* (1919 m) ;

- Au NW de la Sierra de las Nieves, s'étend le domaine pénibétique qui se raccorde vers le nord au bassin de Ronda (*sierras* de los Arcos, de la Hidalga, Blanquilla, de los Merinos). Nous nous intéresserons, essentiellement, à la **Sierra de los Arcos** qui se situe en contrebas de la Sierra de las Nieves, et qui est limitée au NW par les *sierras* calcaires de la Hidalga et Blanquilla. Cet ensemble qui se développe presque exclusivement dans les marno-calcaires crétacés pénibétiques, présente un relief peu vigoureux d'une altitude moyenne de 800 à 1000 m et culminant à 1337 au

Cerro de los Arcos. Tout comme le plateau sommital de las Nieves, l'organisation du réseau hydrographique (*arroyos* de Sabinal-Lifa, de la Higuera...) souligne l'abaissement topographique progressif de la Sierra de los Arcos vers l'ENE ;

- A l'W, en contrebas de l'escarpement de faille de las Turquillas-río Verde, se développent les **Llanos de la Nava** (1050 m). Cette dépression, de 4,5 km de long et de direction WSW-ENE, se situe au coeur d'un val dissymétrique où affleurent la brèche de la Nava (*supra* : Chapitre 1). Le val de la Nava qui domine au SE la dépression de Parauta-Igualaja, est encadré, au S, par les barres des Cerros Alcojona et Cascajares (1490-1415 m) et, au NW, par le revers de l'escarpement de chevauchement (Puerto de la Sardina). Cette unité correspond à une zone de divergence hydrographique entre les *ríos* Genal, Verde et Guadiaro (bassin de Ronda) qui se traduit, d'une part, par un réseau de surface tourné vers le bassin de Ronda (vallée de las Carboneras) et, d'autre part, par un drainage souterrain dépendant du río Genal (émergence d'Igualaja) ;

- A l'E de la Sierra de las Nieves, le piémont se raccorde à la **Hoya de Málaga**, vaste dépression longue de près de 40 km d'W en E et large de 15 à 20 km qui est drainée par le río Guadalhorce. Nous n'aborderons pas, ici, l'étude géomorphologique de la Hoya de Málaga qui a été déjà effectuée par R. Lhénaff (1981). Nous nous intéresserons, essentiellement, aux incidences de cette dépression sur l'évolution morphologique de la retombée orientale de las Nieves et notamment du réseau hydrographique (*ríos* Grande, de los Horcajos...) ;

- Au S de la Sierra de las Nieves, s'étend le domaine alpujarride caractérisé, ici, par les péridotites : les **Sierras de Tolox et Real**. Cet ensemble montagneux qui culmine au Cerros Armas (1331 m) et Corona (1281 m), est disséqué par de profonds ravins qui lacèrent ses raides versants. Ces *sierras* sont drainées, soit par le río de los Caballos qui conflue à Tolox avec le río de los Horcajos, soit par le río Verde. Ce dernier *río* qui prend naissance au pied de la retombée méridionale de las Nieves (Torrecilla), au contact de la Dorsale et des péridotites, recoupe successivement, vers le sud, les nappes alpujarrides (Sierras Real et Blanca) et malaguides avant de rejoindre la Méditerranée. Nous limiterons l'étude de ce piémont au tronçon de vallée du río Verde qui longe le contact Dorsale-péridotites et aux incidences de ce cours d'eau dans l'évolution karstique de las Nieves ; rappelons que l'émergence du río Verde est un des principaux exutoires karstiques de la Sierra de las Nieves.

Dans l'étude de ces différentes unités morphologiques, nous ferons essentiellement ressortir les éléments et l'organisation des paysages susceptibles de retracer l'évolution géomorphologique de la Serranía de Ronda. En ce qui concerne le plateau sommital de las Nieves, une part importante de ce travail est attribuée au karst souterrain, dont l'étude est, ici, fondamentale dans la reconstitution morphogénique de la *sierra*.

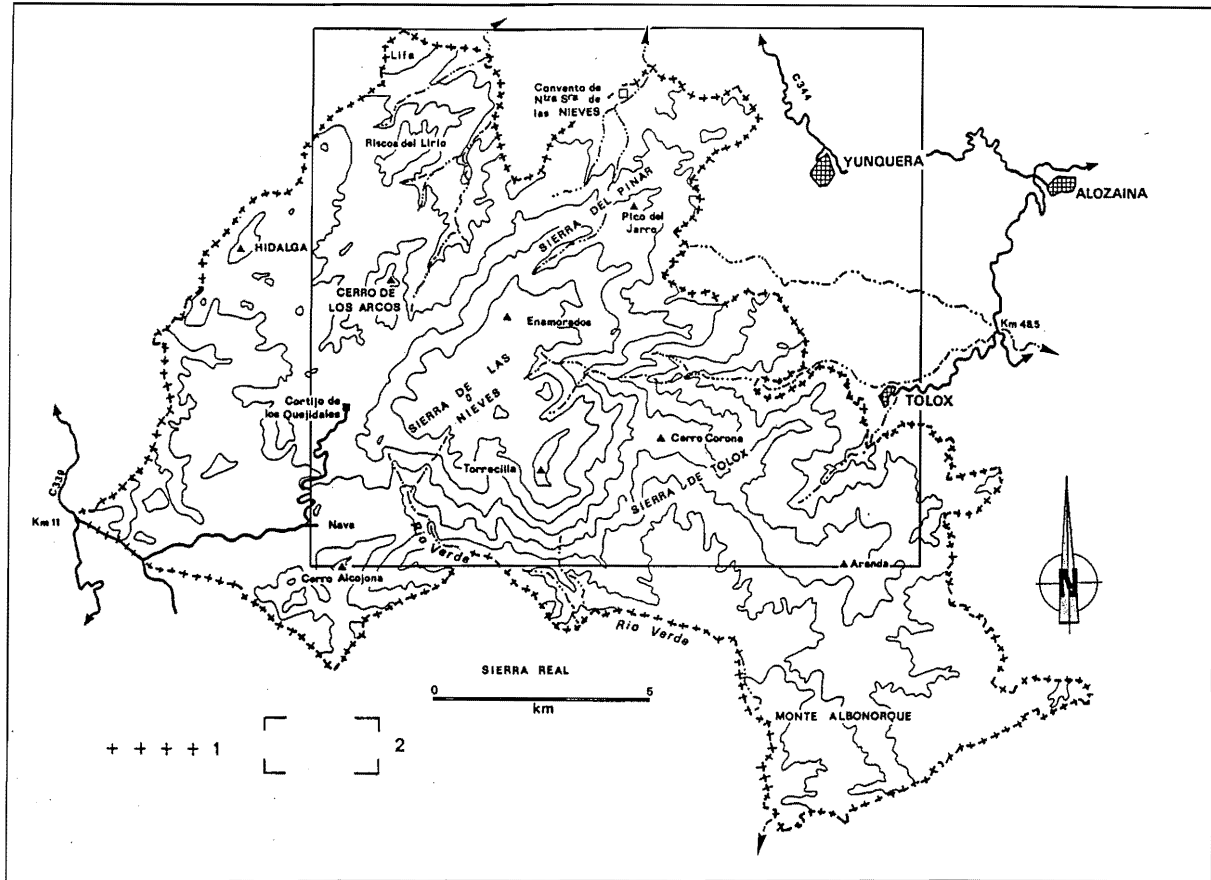


Figure III.99 - La Sierra de las Nieves : situation et limite de la carte géomorphologie H.T.

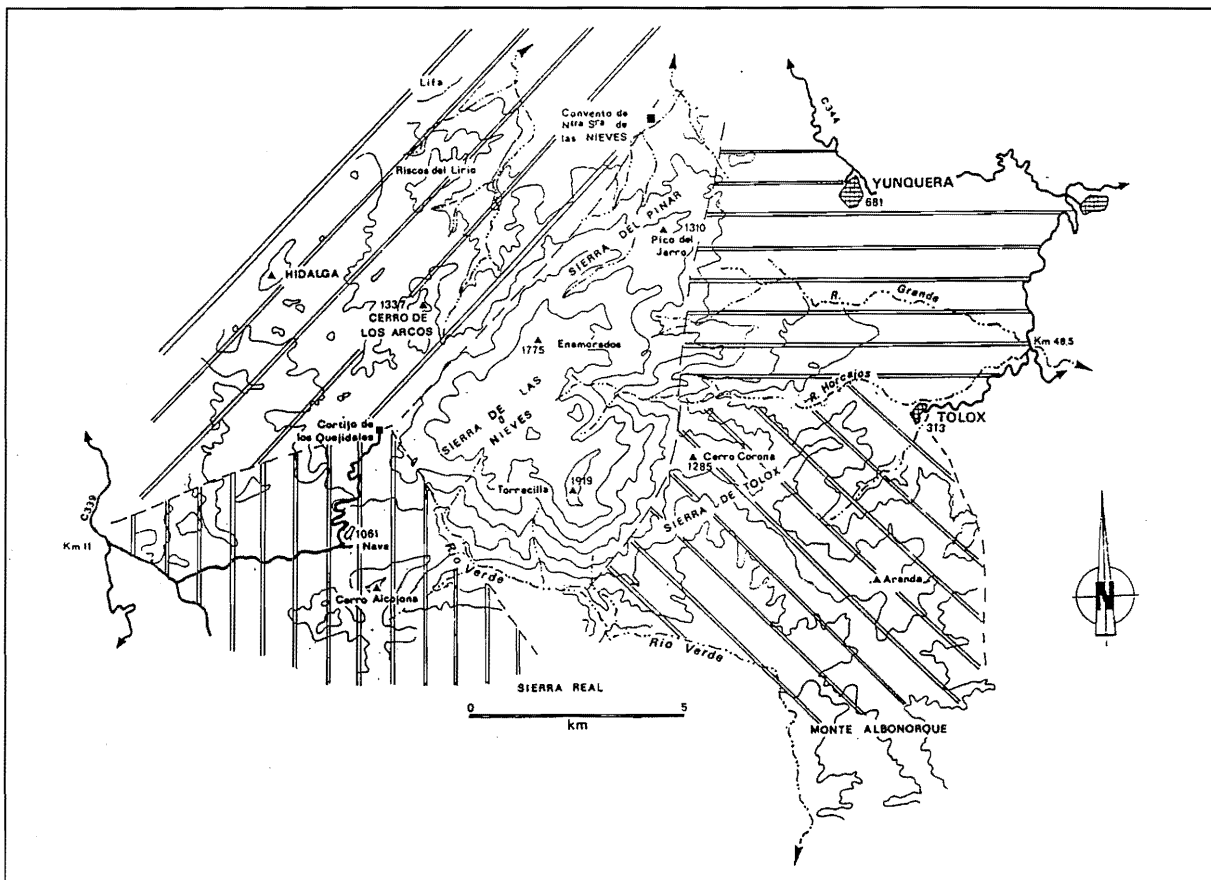


Figure III.100 - Les grandes unités morpho-structurales de la Sierra de las Nieves et de ses piémonts

1. LE PLATEAU SOMMITAL DE LAS NIEVES : LES FORMES ET ÉVOLUTIONS DE SURFACE

Après avoir gravi les abrupts rebords de la *sierra* sur lesquels s'accrochent des pinsapos multicentenaires (*Abies pinsapo* Boiss.), le paysage du plateau sommital de las Nieves surprend par la subégalité altitudinale et la lourdeur de son relief sur lequel semblent veiller les derniers représentants de *quejigos* (*Quercus faginea alpestris* : chêne rouvre). De lourdes buttes arrondies alternent avec d'amples dépressions ou vallons qui, sur les rebords du plateau, passent à de profonds ravins. Surprenante est également l'indigence des surfaces karstiques lapiazées sur ce relief qui est le plus souvent recouvert par des formations meubles de couleur jaunâtre ou par un tapis clastique. Traits de paysage qui, à première vue, permettent de douter qu'on est en présence d'un des plus importants massifs karstiques bétiques dans lequel se développe la plus profonde cavité andalouse : la Sima GESM (-1075 m). Cependant, si on ne retrouve ni les vastes étendues lapiazées, ni l'ampleur des poljés de la Serranía de Grazalema, la Sierra de las Nieves a conservé de précieux jalons morphogéniques. Dans l'étude des paysages de surface de las Nieves, nous avons distingué le modelé exokarstique et les formes et formations morpho-climatiques.

1.1. Le modelé exokarstique

Dans la définition des aptitudes à la karstification du cadre géologique (*supra* : Chapitre 1), nous avons déjà abordé les principales causes de la faible extension des surfaces karstiques lapiazées sur la Sierra de las Nieves. Rappelons que cette indigence est, essentiellement, liée à la nature du matériel lithologique qui est peu favorable, soit au développement de formes de dissolution provoquées par le ruissellement, telles les dolomies triasiques plus propices à la désagrégation granulaire, soit au maintien des lapiés telles les assises litées jurassico-éocènes particulièrement sensibles à la gélifraction.

Dès que le matériel lithologique se prête à l'agencement et au maintien des formes de dissolution superficielles, comme les lentilles rhétiennes de calcaire massif. On relève de profonds lapiés de diaclases et des microformes de dissolution (lapiés à fossettes). Ces surfaces karstiques sont particulièrement bien représentées autour du Cerro Alto et sur le rebord méridional de los Hoyos del Pilar (Sima GESM) (carte H.T.). L'étude de ces surfaces lapiazées met en valeur la superposition de formes de dissolution agencées dans différents contextes climatiques :

- les micro-morphologies (lapiés à fossettes, mini-rigoles...) et les kamenitzas résultent du travail de la corrosion sous les conditions climatiques actuelles caractérisées par 1600 mm de précipitations annuelles et une couverture neigeuse de plusieurs mois ;

- l'incision de profonds et larges couloirs karstiques et le dégagement d'un karst à banquettes, certes très peu étendu, sont hérités des épisodes froids pléistocènes.

Si les formes de dissolution superficielle restent limitées aux affleurements de calcaires massifs, l'agencement de lapiés sous une ancienne couverture d'altération a affecté l'ensemble des assises carbonatées de la Dorsale. En effet, là où cette couverture n'a pas été déblayée par l'érosion, on observe de profonds lapiés aux formes émoussées qui se développent aussi bien dans les dolomies et marbres dolomitiques triasiques que dans les assises jurassico-éocènes et la brèche de la Nava. Cette évolution karstique sous couverture est abordée en détail dans l'étude des formations argilo-siliceuses.

Le modelé karstique de las Nieves se caractérise essentiellement par la multiplicité de dépressions fermées (Figure III.101 et carte H.T.).

Les plus importantes se situent dans la partie centrale du plateau de part et d'autre du Cerro Alto : los Hoyos de los Pilonos et los Hoyos del Pilar, d'environ 500 m d'extension longitudinale pour 200 à 300 m de largeur. Ces dépressions, dont le fond plat est tapissé de matériel argilo-graveleux, sont parcourues par des ruisseaux temporaires qui se perdent au contact des assises carbonatées, soit dans des ponors, soit de manière diffuse dans des soutirages. Quelle que soit l'allure de ces pertes, celles-ci s'engorgent rapidement lors des hautes eaux (précipitations automnales et fusion nivale), entraînant l'inondation temporaire de ces dépressions. Hormis le rebord calcaire abrupt où se localisent les points d'absorption, les flancs des dépressions sont généralement recouverts par des formations argilo-siliceuses jaunâtres, ce qui confère à ces dépressions une allure dissymétrique. Signalons que sur les bordures de ces dépressions, on relève des exhumations récentes de lapiés qui évoluaient jusque là sous les formations argilo-siliceuses.

La distribution de ces dépressions n'est pas aléatoire ; elles se regroupent selon deux grands types d'agencement :

- entre les lignes de crêtes du Puerto de los Pilonos et du Cerro Alto, les Hoyos de los Pilonos se disposent en une enfilade de dépressions, d'orientation sub-méridienne, qui sont séparées par des seuils aplanis d'une dizaine de mètres de vigueur et au contact desquels se perdent les écoulements superficiels. Ce chapelet de dépressions qui s'inscrit clairement dans un ample vallon correspond à un ancien poljé. Ce paléo-poljé, dont le plancher devait se situer approximativement au niveau des seuils aplanis, a été défoncé par l'emboîtement des dolines. Aux extrémités de cette enfilade, ces dolines emboîtées ont été postérieurement éventrées par des incisions fluviales en V ;
- au SE du Cerro Alto, les Hoyos del Pilar présentent une évolution similaire : ils s'insèrent dans un vallon en U et se subdivisent en différentes dolines séparées par des seuils calcaires aplanis. Ce qui distingue cette dépression

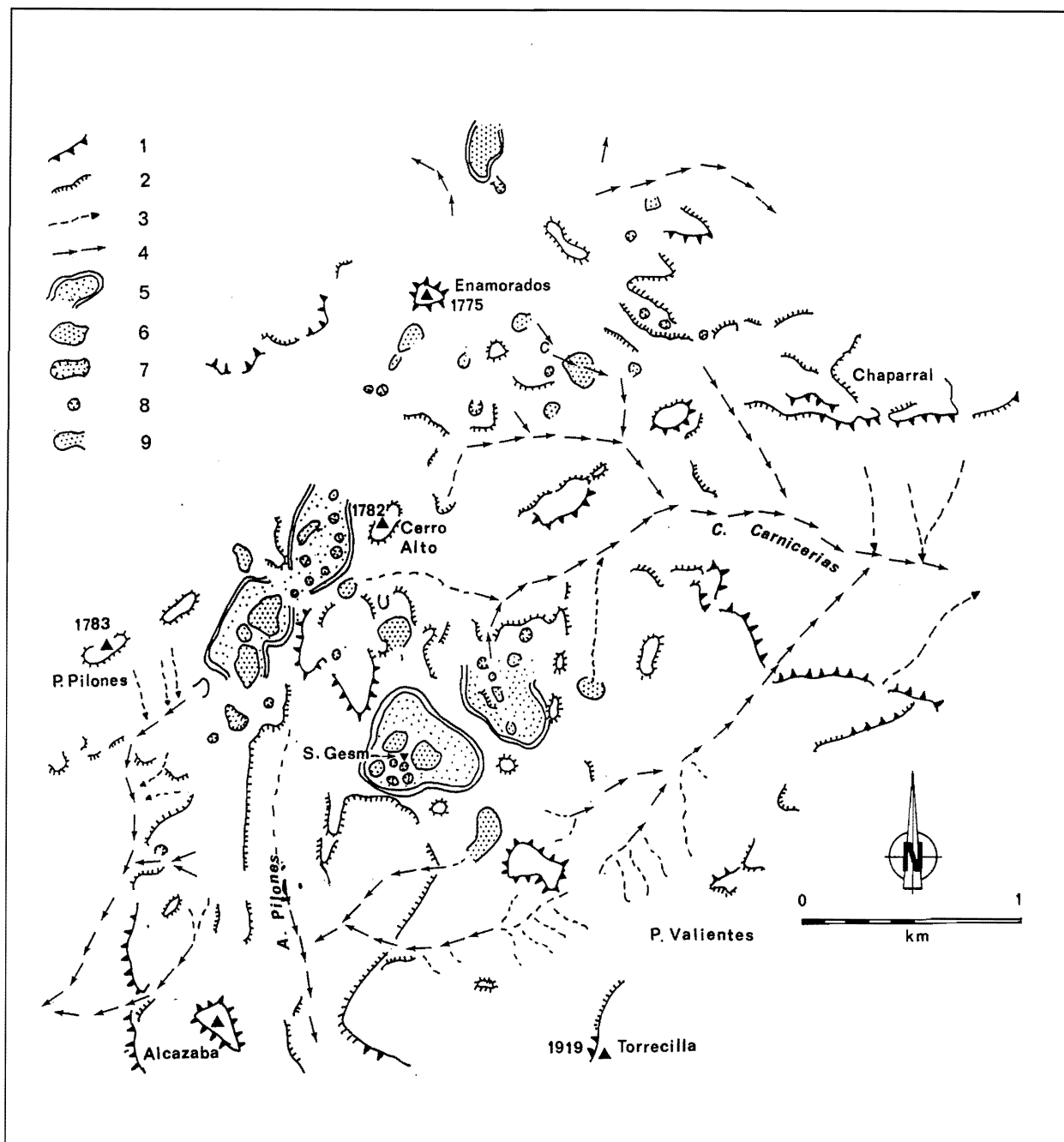


Figure III.101 - Répartition des dépressions karstiques sur le plateau sommital de las Nieves

1 : Escarpement majeur ; 2 : Escarpement inférieur à 100 m ; 3 : Ravines ; 4 : Ravins ; 5 : Rebord de dépression de type poljé ; 6 : Doline majeure ; 7 : Doline à rebords rocheux ; 8 : Doline circulaire à fond plat ; 9 : Doline ouverte.

des Hoyos de los Pilonas, c'est qu'elle se raccorde à différents phénomènes souterrains dont la Sima GESM.

Les traits morphologiques des Hoyos de los Pilonas et del Pilar mettent en valeur différentes phases d'enfoncement du karst qui ont conduit, aux dépens de structures karstiques d'ordre supérieur (poljés), à un emboîtement d'ouvalas et de dolines, à une multiplication des points d'absorptions et à un étagement de ponors (Figure III.102).

On y observe, en effet, deux types de ponors en

fonction de leur activité :

- les ponors fonctionnels se localisent préférentiellement au point bas des dolines et au contact des assises calcaires qui les barrent à l'aval (exemple de To 4 dans les Hoyos del Pilar) mais également dans les ravines qui incisent les formations argilo-siliceuses (*infra* : Chapitre 2, 2.1). Ces pertes au fonctionnement temporaire (pluies automnales, fusion nivale), ne sont pas capables, lors des hautes eaux, d'évacuer rapidement vers le karst profond la totalité des écoulements ; cette incapacité qui traduit une certaine "jeunesse" des réseaux d'absorption, provoque



Photo 33 - Plateau sommital de la Sierra de las Nieves (Serranía de Ronda). Ce plateau se caractérise par d'amples vallons en V qui sont actuellement perchés au dessus des ravins se raccordant à la Hoya de Málaga. L'un des versants de ces vallons porte un bois de Pinsapos (espèce endémique et relique caractéristique des Serranías de Ronda) (cf. Figure III. 104).

Photo J.J. Delannoy



Photo 34 - Le sommet del Torrecilla, point culminant de la Sierra de las Nieves (1919 m). Ce relief sommital présente des niches de nivation peu profondes qui sont héritées des épisodes froids pléistocènes. Les assises litées éo-jurassiques ont été et sont soumises à la gélifraction (éboulis et dallage) (cf. carte H.T.)

Photo J.J. Delannoy

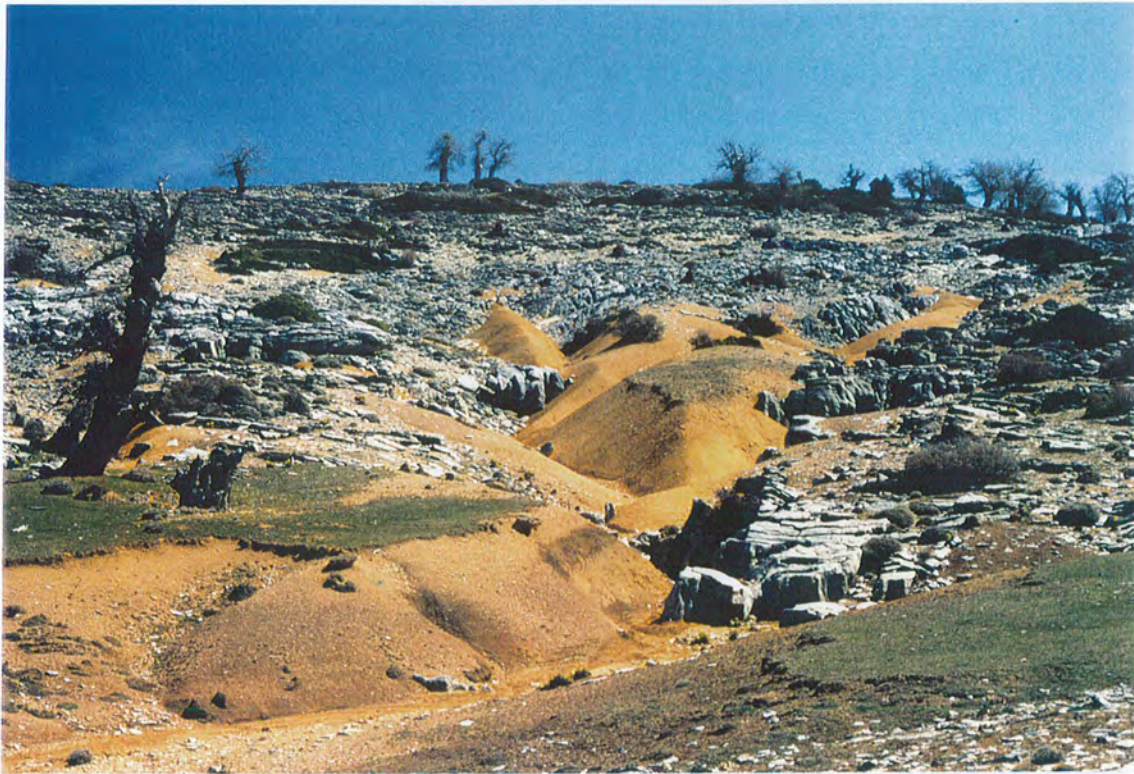


Photo 35 - Détail du plateau sommital de la Sierra de las Nieves (Serranía de Ronda). La formation d'altération argilo-siliceuse jaunâtre qui avait, jusque là, subsisté dans les dépressions et les couloirs karstiques, est en cours d'érosion. Cette érosion est essentiellement due à la forte pression anthropique qu'a connue cette *sierra* durant les XVIII^e et XIX^e siècle (cf. Figure III.106).

Photo J.J. Delannoy

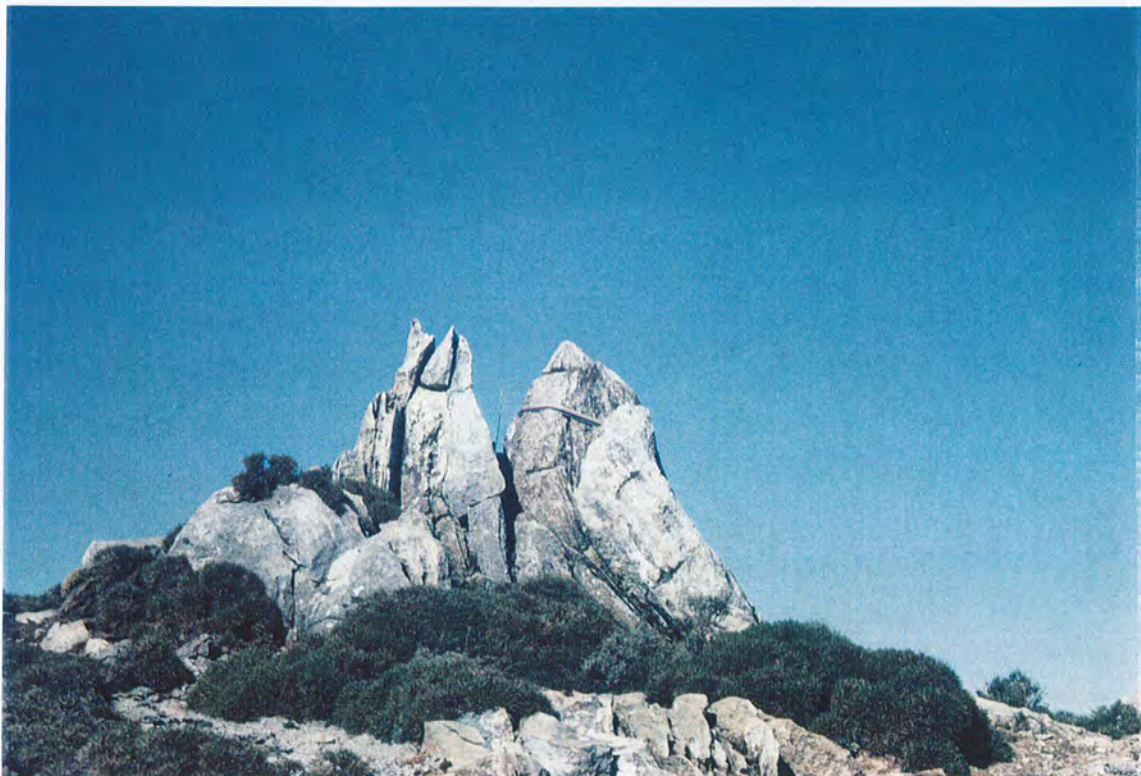


Photo 36 - Ce pointement rocheux tourné vers le ciel est un ancien édifice stalagmitique qui affleure aujourd'hui en ligne de crête de la Sierra de las Nieves! On peut suivre sur cette ligne de crête, grâce aux affleurements stalagmitiques, la paléo-cavité qui est l'expression visible d'une importante inversion de relief (cf. Figure III. 119).

Photo J.L. Guendon

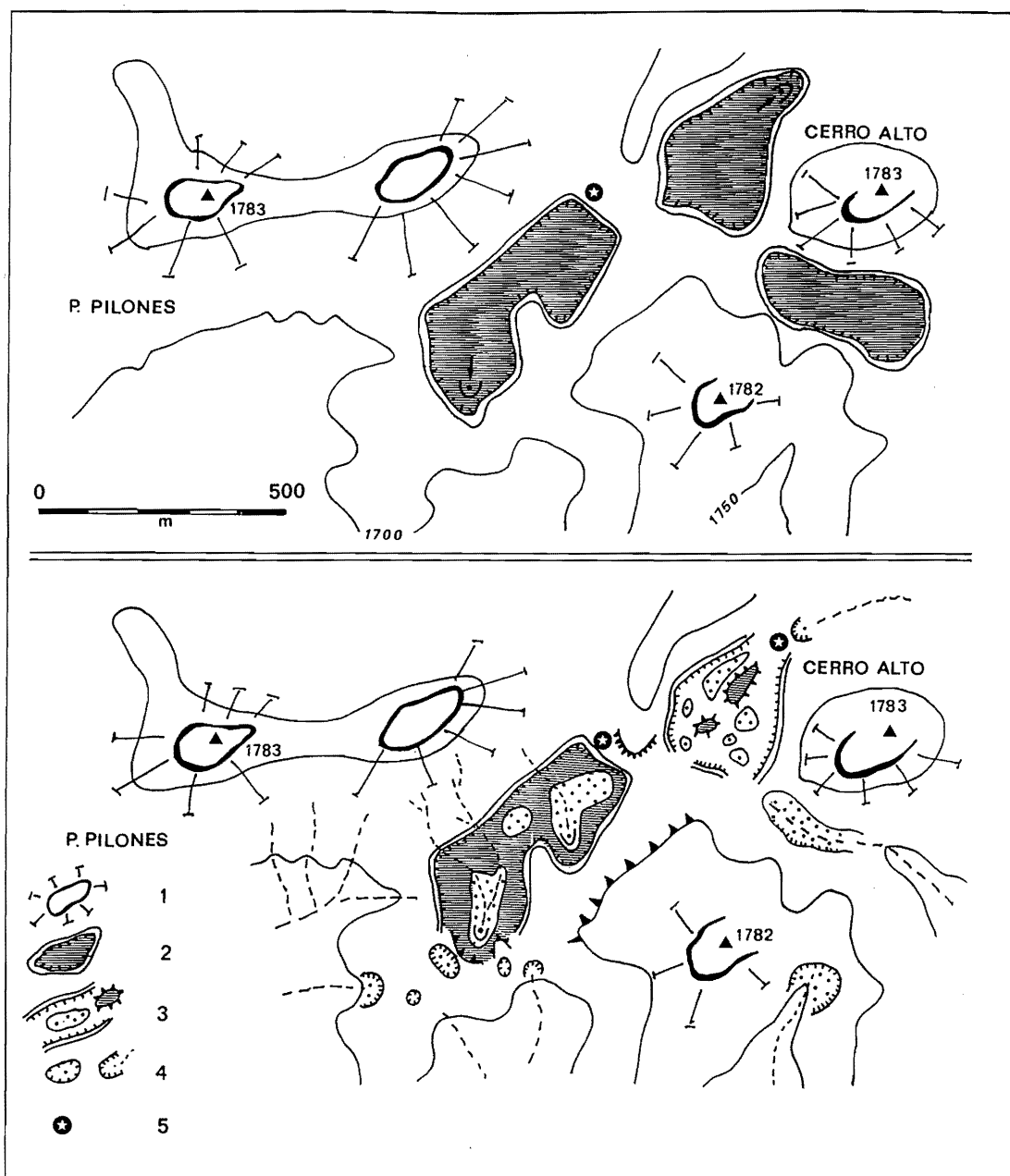


Figure III.102 - Évolution morpho-karstique des Hoyos de los Pilonos-Pilar

1 : Relief à buttes ; 2 : Dépression karstique de type poljé ; 3 : Paléo-poljé défoncé par des dolines et accidenté de hums ; 4 : Dolines rocheuses - dolines ouvertes ; 5 : Cavité recoupée par la surface topographique.

l'inondation temporaire des dépressions ;

- les ponors inactifs s'ouvrent sur les seuils calcaires aplanis qui séparent les dolines emboîtées. Ces anciennes pertes, aujourd'hui perchées, correspondent à un ancien stade du drainage karstique de ces dépressions : la Sima GESM qui sera étudiée en détail, correspond à un des paléo-ponors qui absorbait les écoulements de los Hoyos del Pilar.

L'étude des remplissages souterrains de ces deux générations de ponors et la datation des spéléothèmes a permis de fixer le perchement des paléo-pertes et implicitement l'emboîtement des dolines (Figures III.101

et III.103 et *infra* : Chapitre 2, 2.2).

Dès qu'on s'éloigne de la zone centrale du plateau sommital, les dépressions karstiques sont pratiquement toutes éventrées par des vallons secs qui se raccordent sur le rebord de la *sierra* aux profonds ravins périphériques. C'est notamment le cas des vallons qui se dirigent vers le seuil de Yunquera. Sur la bordure méridionale, ce sont les têtes-amont des ravins rejoignant le río Verde qui viennent eux-mêmes recouper les dépressions.

En résumé, on discerne deux grands types morphogéniques de dépressions karstiques :

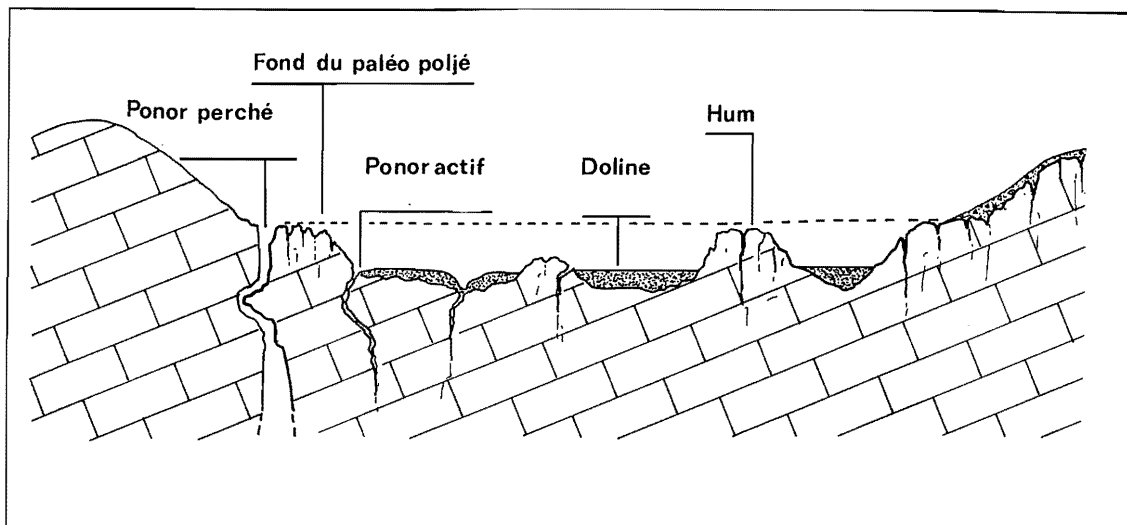


Figure III.103 - Coupe synthétique d'une dépression fermée de la Sierra de las Nieves

- d'anciens amples vallons en U, dont le fond a été postérieurement défoncé par les soutirages karstiques et le développement de vastes dépressions fermées (poljé, ouvala). Ce type subsiste dans la partie centrale de las Nieves : exemple des Hoyos del Pilar ;

- d'anciennes dépressions karstiques qui ont été éventrées par l'érosion régressive ou recoupées par les versants. C'est à la tête des entailles fluviales et sur les bordures du plateau sommital que prédomine ce second type : exemple des dépressions entre les Cerros Alto et de la Cueva del Oso.

Les Hoyos de los Pilonos semblent correspondre, pour leur part, à un cas intermédiaire : ancien vallon en U défoncé par l'agencement d'une dépression karstique longitudinale qui a été postérieurement éventrée à ces deux extrémités par les incisions fluviales.

L'étude des reliefs à buttes et des paléo-vallons en U nous aidera à fixer l'évolution de ces dépressions.

1.2. Les formes et formations morpho-climatiques

1.2.1. Les formes d'incision liées aux écoulements superficiels

L'étude des dépressions karstiques a mis en valeur l'existence d'un double drainage du plateau sommital qui s'effectue, soit par le karst (ponors et infiltrations diffuses), soit par les ravins qui découpent profondément les rebords de la *sierra*. Ce double drainage présente un trait commun : il est dépendant du niveau de base méditerranéen ; les ravins se raccordent aux principales vallées méditerranéennes périphériques (*ríos Verde*, de los Horcajos et Grande) et les exutoires karstiques de las Nieves sourdent dans ces mêmes vallées méditerranéennes (émergences du *rio Verde*, de Tolox et de los Zarzalones ; *supra* : Chapitre 1). En dehors de ce point commun

fondamental, il existe une importante différence hydrologique entre le drainage karstique et le drainage superficiel : l'un est pérenne et le second est temporaire. Cette disparité de régime met en évidence la prédominance actuelle du drainage souterrain. Néanmoins, il n'a pas dû en être toujours ainsi si on se réfère aux puissantes entailles fluviales qui affectent la Sierra de las Nieves. Par ailleurs, malgré le fonctionnement temporaire du réseau de surface, il ne faut pas négliger ses effets morphologiques ; en effet, l'érosion superficielle est actuellement particulièrement importante sur la Sierra de las Nieves. Les causes de cette érosion sont essentiellement d'origine anthropique.

Les ravines qui constituent les têtes-amont du réseau hydrographique, incisent les formations argilo-siliceuses du plateau sommital (carte H.T.). Ces formes qui sont, actuellement, très actives, sont, d'une part, responsables d'une forte érosion de la couverture superficielle (pédologique et/ou d'altération) et, d'autre part, à l'origine d'un important débouillage du karst qui se traduit par la multiplication de soutirages ponctuels (*infra* : étude de l'endokarst).

Les écoulements issus de ces ravines se concentrent en de larges vallons en V qui échancrent modestement le plateau sommital (80 à 100 m d'encaissement), et possèdent une pente longitudinale de l'ordre de 15 % (Figure III.104).

Ces larges vallons en V passent à l'aval à des ravins en V qui entaillent profondément les rebords du plateau sommital (cf. carte H.T.) : les *Cañadas* de la Cuesta de los Hornillos, de los Zarzalones, de las Carnicerías, de los Pilonos... Ces ravins sont entrecoupés par de nombreux seuils rocheux qui leur confèrent un profil longitudinal à la fois très accidenté et pentu (pente moyenne de 28 %). Un de ces seuils est particulièrement bien marqué à l'amont de ces ravins : il marque une nette limite entre les

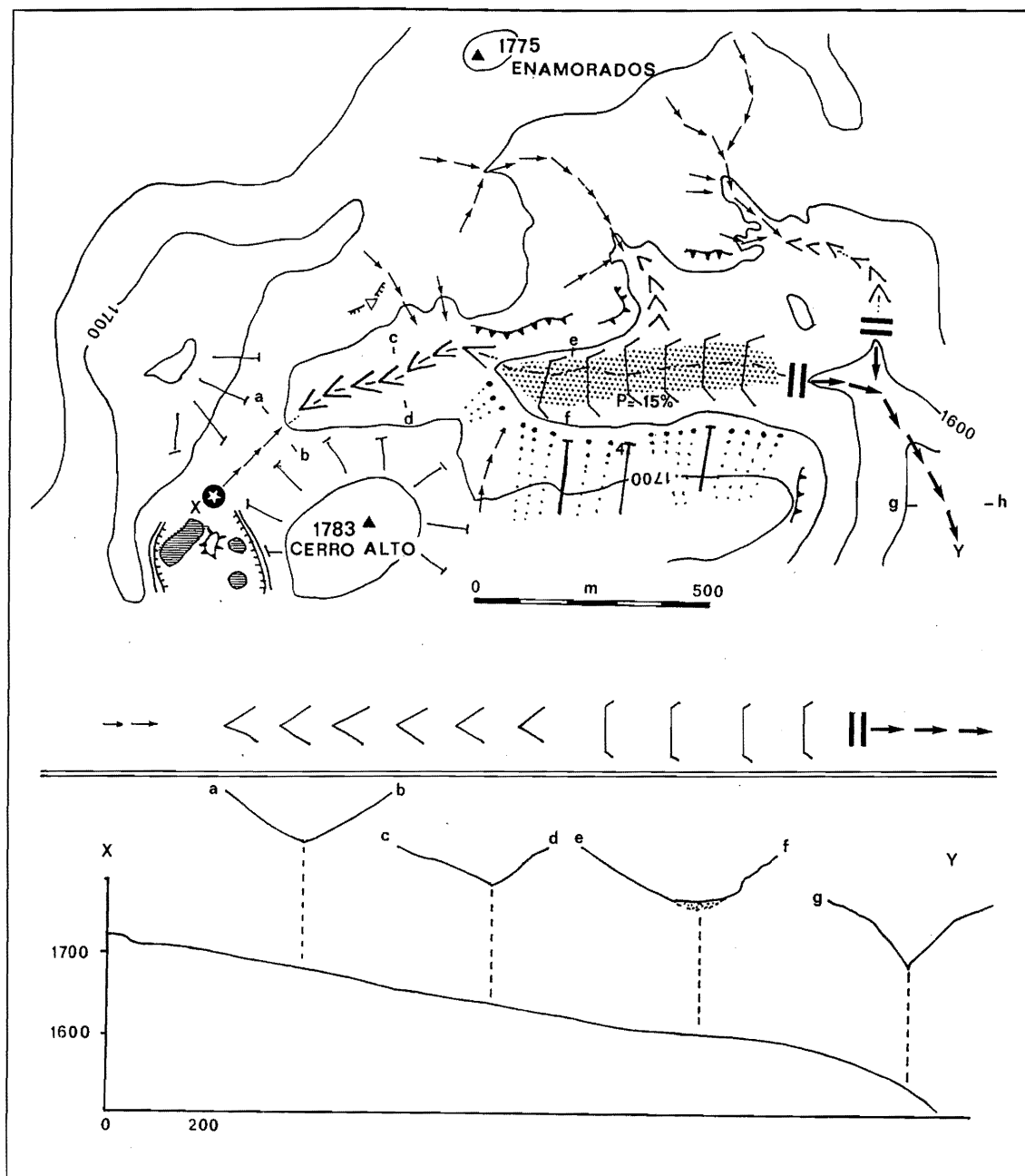


Figure III.104 - Transects transversal et longitudinal des vallons en V de la région sommitale de la Sierra de las Nieves. Exemple du vallon del Cerro Alto

larges vallons sommitaux en V et les ravins. La plupart des ravins orientaux correspond au recoupement oblique du crêt dolomitique méridional qui domine le val dissymétrique de las Nieves.

En fonction du contexte litho-structural, ces ravins se raccordent, soit à de profondes vallées en V telles celles des ríos Verde, de los Horcajos et Grande qui se sont creusées le long du contact Dorsale-unité alpujarride, soit à des gorges telles celles de la Encina et de Cuesta de los Hornillos qui se sont encaissées dans l'ossature triasique de la Dorsale.

L'ensemble du réseau hydrographique qui descend du plateau sommital de las Nieves, se dirige vers le NE, soit en direction de l'ensellement de Yunquera-El Burgo (arroyos de la Encina, de la Cuesta de los Hornillos, del Cañuelo et del Saucillo), soit en direction de la Hoya de Málaga (arroyo de los Zarazalones-río Grande ; arroyo de las Carnicerías-río de los Horcajos) (Figure III.99). Par ailleurs, cette organisation du réseau hydrographique apparaît davantage influencée par l'abaissement topographique du plateau sommital vers le NE que par les données de la tectonique tangentielle qu'il recoupe obliquement. Les seules exceptions à ce dispositif sont les ravins qui se raccordent au talweg du río Verde et qui

incisent l'abrupte retombée méridionale (*arroyos* de los Pílonos et de la Alcazaba) et le revers de la Torrecilla (*arroyos* de los Quejigos et de la Para). Ailleurs, on ne relève aucun vallon ou vallée qui, descendant du plateau sommital de las Nieves, se raccorde aux piémonts occidental et nord-occidental ; seuls quelques *arroyos* temporaires, nés au pied de l'escarpement de chevauchement, au niveau du contact de la Dorsale et des flyschs néonumidiens, rejoignent ces piémonts.

Cette forte dissymétrie dans l'organisation du réseau hydrographique de las Nieves est un élément morphologique fondamental dont il convient de rechercher la cause.

1.2.2. Les formes et formations périglaciaires

L'ensemble sommital de las Nieves présente un certain nombre de morphologies commandées par l'action de la neige et du gel (carte H.T.). Ces formes sont essentiellement héritées des épisodes froids pléistocènes ; on relève, néanmoins, des processus périglaciaires fonctionnels sous les conditions climatiques actuelles.

Les formes nivales sont relativement peu nombreuses sur la *sierra* compte tenu de son altitude élevée et en comparaison avec celles observées dans la Serranía voisine de Grazalema (*supra*). Cette faible présence apparaît essentiellement due à la nature du matériel lithologique dont la médiocre résistance n'a pas permis la conservation des morphologies nivales héritées des épisodes froids pléistocènes : en particulier, les assises calcaires litées à nombreuses intercalations marno-schisteuses qui affleurent largement sur le plateau sommital de las Nieves. En effet, dans les assises moins sensibles à la gélification, on observe des niches et dépressions nivales qui témoignent d'une morphogénèse périglaciaire durant les périodes pléistocènes (carte H.T.). Ces formes sont surtout présentes sur le sommet de l'escarpement de chevauchement nord-occidental (dolomies triasiques), et sur le flanc oriental de la ligne de crête Torrecilla-Puerto de los Valientes (dolomies triasiques et calcaires massifs rhétiens). Sur le sommet du revers de la Torrecilla, se développent de vastes surfaces calcaires dénudées. Ces surfaces portent une topographie en dos de baleine et des plans striés qui présentent des similitudes avec un modelé glaciaire. Cependant, aucune morphologie glaciaire caractéristique (cirque, moraines...) n'a été relevée dans la Sierra de las Nieves. Par contre, l'examen de ces surfaces calcaires montre qu'elles sont exclusivement dépendantes de la structure de la roche : en effet, elles correspondent à des plans de cisaillement liés aux contraintes mécaniques lors des mouvements tangentiels. Ces plans qui ont interféré avec la stratification et le diaclasage (comme le souligne le débit en crayon des calcaires triasiques), ont prédécoupé le matériel lithologique ; ces plans qui ont été ensuite

dégagés par l'érosion, confèrent à ce versant l'aspect de surfaces rabotées. La présence d'importantes niches de nivation sur ce versant sous le vent laisse supposer que les processus nivaux ont contribué au dégagement de ces surfaces. Ailleurs, la dissolution karstique a sculpté un lapiés aiguë à fossettes.

Beaucoup plus présents dans le paysage de las Nieves sont les versants de facture périglaciaire. En fonction de leur exposition, on distingue deux types de versant :

- les versants régularisés, tournés vers le nord, recoupent dans leur partie supérieure les différentes assises en une pente régulière de l'ordre de 30°. Ils passent en contrebas à un versant d'accumulation de colluvions. Le front du crêt de la Torrecilla qui domine le plateau sommital, est particulièrement exemplaire. La réalisation d'un tel versant suppose un contexte climatique à la fois froid (débitage du substrat par le gel) et neigeux (évacuation des débris par le ruissellement que nourrissait la fusion nivale) (M. Chardon, 1975) ;

- les versants tournés vers le sud présentent en général un caractère plus accidenté. Ils sont fréquemment tapissés d'un manteau de gélifractions qui se mêlent en contrebas aux colluvions qui empâtent les vallons. Ces versants sont particulièrement spectaculaires sur les versants septentrionaux des vallons en V qui incisent le plateau sommital.

La gélification, hormis son action dans la régularisation des versants et l'alimentation des éboulis, a contribué à la destruction des têtes exhumées de lapiés ayant auparavant évolué sous couverture. Cette dégradation par le gel se marque dans le paysage par une couverture clastique qui coiffe le sommet des reliefs à buttes. En fonction du contexte lithologique, cette couverture se caractérise soit par des clapiers, soit par un dallage. Dans les assises plus cohérentes (calcaires à silex, calcaires rhétiens), les clapiers prédominent. Les dallages se développent dans les assises litées jurassico-éocènes qui se débitent en dalles ; par ailleurs, la présence de lits marno-schisteux apparaît favorable à la persistance d'un certain degré d'humidité qui permet, lors des périodes de gel, le développement de pirkakes qui contribuent à l'organisation du dallage.

Ces processus qui ont été particulièrement actifs durant les épisodes périglaciaires pléistocènes, restent partiellement fonctionnels sous les conditions climatiques actuelles. On observe, en effet, dans les secteurs où les formations superficielles argilo-siliceuses ont été évacuées par l'érosion, une dégradation des têtes de lapiés par le gel et un début de pavage de facture périglaciaire.

L'étude des morphologies périglaciaires héritées des périodes pléistocènes suggère un contexte climatique froid et neigeux. Ces processus ont essentiellement contribué à la régularisation des versants des reliefs à buttes et des vallons en V ainsi qu'au colmatage des

vallons et des dépressions sous-jacents.

Nous avons rapporté le nombre limité des formes nivales à la sensibilité du matériel lithologique à la gélifraction (calcaires lités et de niveaux marno-schisteux). A la lumière de ce qu'on peut actuellement observer sur las Nieves, une autre cause peut être proposée pour appréhender la discrétion des formes nivales : les vents violents qui affectent fréquemment le plateau sommital. Ces vents balayent actuellement le couvert neigeux qu'ils accumulent dans les dépressions et sur les versants sous le vent. On peut imaginer qu'un tel scénario a pu se produire durant les épisodes froids pléistocènes si on se réfère au revers de la Torrecilla (versant sous les vents dominants nord et nord-ouest) qui bien qu'en position d'adret comporte d'amples niches de nivation.

A l'exception des éboulis, des clapiers et des dallages de facture périglaciaire, les principaux dépôts superficiels qui couvrent le plateau sommital de las Nieves, correspondent aux formations meubles jaunâtres : les formations argilo-siliceuses.

1.2.3. Les formations argilo-siliceuses

En de nombreux points de la *sierra*, les versants et les dépressions sont tapissés voire empâtés par une formation meuble jaunâtre. On distingue deux ensembles dans cette couverture : une altérite en place et des colluvions (carte H.T.).

L'altérite en place se présente sous différents faciès, dont la structure et la composition diffèrent en fonction de la nature du substratum. La coupe de la figure III.105, relevée sur le flanc septentrional de la dépression des Hoyos del Pilar, montre clairement la lithodépendance de cette altération argilifiante. On a, en effet, la séquence suivante :

- des argiles jaunes à débit polyédrique contenant parfois des résidus corrodés de calcaire au dessus des bancs calcaires ;
- des argiles jaunes à silex altérés sur les calcaires à silex ;
- des argiles jaunâtres à structure schisteuse sur les bancs marno-schisteux.

De cette altérite, il ne reste généralement que les

racines conservées dans les fentes de lapiés ou dans des dépressions contemporaines de la formation.

Cette altérite a été le plus souvent érodée et remaniée donnant des colluvions argileuses riches en silex, dont certaines sont peu altérées (apport ultérieur de silex) et contenant des débris calcaires corrodés. Ces colluvions ont tendance à s'épaissir en direction des vallons et des dépressions dont elles tapissent souvent le fond.

Les formations argilo-siliceuses jaunâtres de las Nieves sont le reste, en place ou remanié, d'une vieille couverture d'altération qui a recouvert, sans doute, l'ensemble de la région sommitale de las Nieves (Figure III.106). L'abondance des niveaux marno-schisteux et des niveaux à silex dans les calcaires a contribué à l'alimentation et au développement de cette couverture argilo-siliceuse sous des conditions climatiques plus chaudes et plus humides que l'actuel.

Cette couverture d'altérite argileuse, en plus de sa propre signification, a joué un rôle important d'un point de vue morphologique. Corrélativement à sa formation, cette altérite a favorisé une karstification sous couverture mais a, également vraisemblablement, contribué, à un moment donné, au colmatage du karst et implicitement à l'agencement d'un drainage superficiel (*infra* : les reliefs polygéniques à buttes). Cette couverture a été ensuite érodée, remaniée et accumulée dans les vallons et les dépressions ; cette accumulation des colluvions dans les vallons et dépressions a provoqué un nouveau bourrage du karst, notamment des cavités cutanées.

Les levés de coupes à travers les colluvions montrent l'existence d'un sol relativement évolué (sol brun). Néanmoins, ce sol est le plus souvent, soit tronqué par le versant, soit enfoui sous une couverture de colluvions contenant des niveaux à charbon de bois. Cette érosion, dans le premier cas, ou cette fossilisation, dans le second cas, est l'expression d'une phase d'érosion historique. En effet, cette phase d'érosion est contemporaine de l'exploitation forestière de la *sierra* notamment du XVIII^e et XIX^e siècle (charbonnières). L'épaisseur de ce nouvel apport de colluvions sur les bas versants se raccordant au fond des vallons et des dépressions qui peut atteindre 60

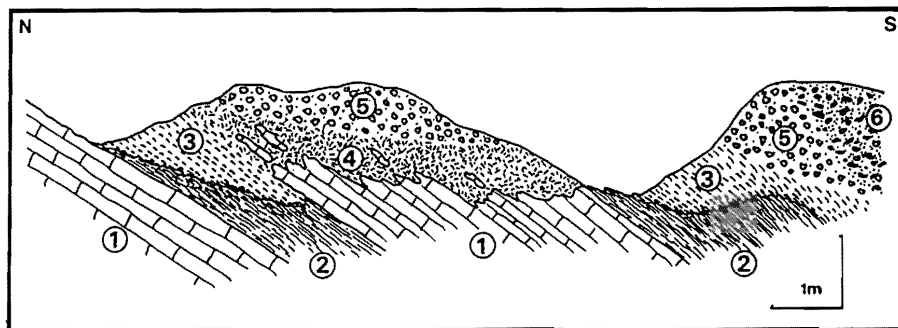


Figure III.105 - Coupe synthétique dans les formations argilo-siliceuses de la Sierra de las Nieves (rebord nord de los Hoyos del Pilar)

1 : Calcaires en plaquettes ; 2 : Marnes schisteuses ; 3 : Schistes altérés (argiles jaunes à structures schisteuses conservées) ; 4 : Argiles jaunes à débits polyédriques sans structures schisteuses conservées et sans silex ; 5 : Argiles jaunes à fragments de silex ; 6 : Horizons noirs à charbons de bois.

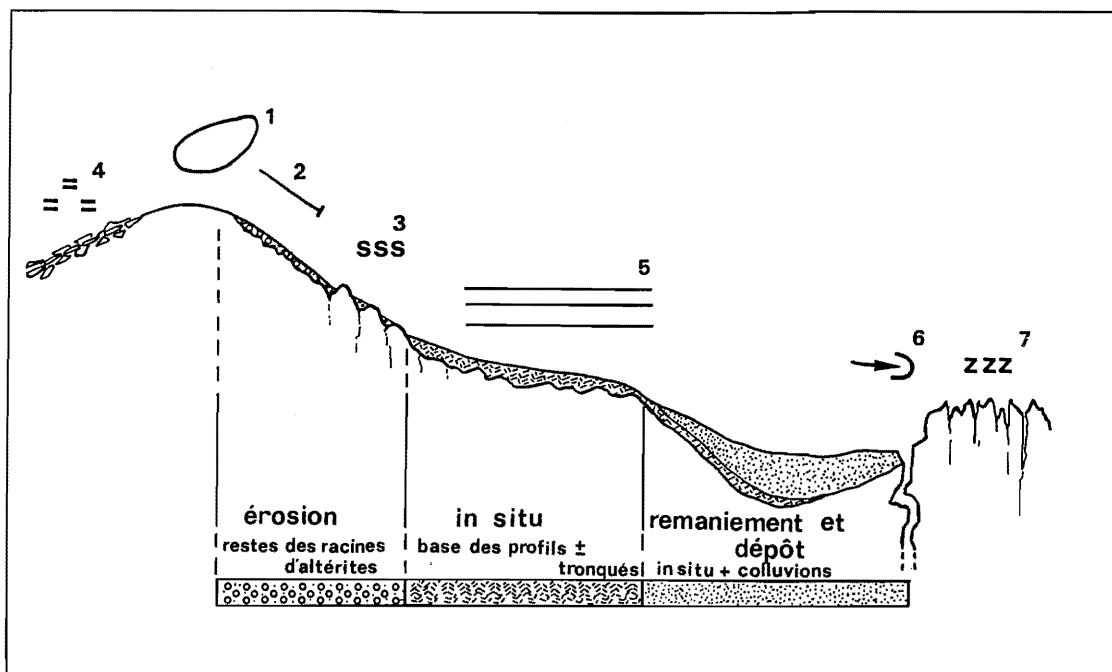


Figure III.106 - Schéma de répartition des altérites en fonction du contexte morphologique

1 : Relief à buttes ; 2 : Versant régularisé ; 3 : Lapiés exhumés arrondis ; 4 : Clapiers et dallages périglaciaires ; 5 : Replat ; 6 : Ponor ; 7 : Lapiés aiguisés.

cm, met clairement évidence l'importance de l'érosion historique des versants.

Actuellement, cette érosion s'exprime essentiellement par l'incision des lambeaux d'altérite en place et des colluvions.

L'étude des formations argilo-siliceuses permet de retracer les principaux événements morphologiques suivants :

- formation d'une épaisse altérite argileuse sous des conditions climatiques plus chaudes et humides que l'Actuel ;
- décapage partiel de cette altérite sur les reliefs et dépôts corrélatifs des colluvions dans les vallons et dépressions : cette évolution s'étant effectuée dans un autre contexte morpho-climatique de type rhéxistatique ;
- évolution pédologique ;
- phase d'érosion historique et actuelle.

1.3. Le relief polygénique à buttes

La région sommitale de las Nieves se caractérise par un relief de lourdes buttes séparées par d'amples vallons, des dépressions ou des vallons en V.

Ce type de paysage se développe essentiellement au cœur du val perché de las Nieves où affleurent largement les assises post-triasiques, caractérisées par l'alternance de calcaires à silex, de calcaires dolomitiques et de lits marno-schisteux ; le relief à buttes apparaît généralement moins marqué dans les assises plus résistantes. On observe, d'ailleurs, des reliefs "résiduels", comme le Tajo de los Enamorados ou le Cerro de la Alcazaba, qui

contrastent avec la topographie à mamelons arrondis (Figure III.107) ; ils se présentent souvent en des buttes plus escarpées, dont les abrupts s'agencent dans les assises massives (brèche de la Nava, lentilles calcaires rhétiennes et dolomies triasiques), alors que les versants régularisés ou replats sous-jacents se développent dans les terrains moins résistants. Ces reliefs peuvent être considérés comme une variante du relief à buttes dans un matériel plus résistant.

Les buttes qui ont été étudiées en détail, correspondent aux formes les mieux marquées qui se situent à l'E de los Hoyos del Pilar (carte H.T.). Leur sommet arrondi et leurs versants rectilignes recoupent indifféremment les bancs calcaires ou marno-schisteux ainsi que les formations argilo-siliceuses piégées dans les creux du versant. Vers l'aval, ces versants se raccordent souvent à de petits glacis d'accumulation (colluvions) dont les matériaux ont empâté les vallons et les dépressions et qui sont aujourd'hui fortement incisés.

Le relief à buttes de las Nieves doit sa morphologie à une longue évolution où sont intervenus les processus karstiques, fluviaux et périglaciaires pour ne nommer que les plus importants (Figure III.107). La topographie initiale à buttes découle, vraisemblablement, d'une évolution karstique sous une couverture d'altération et en l'absence d'un important potentiel de karstification, notamment hydraulique (*infra* : étude de l'endokarst). Bien que nous ne disposions d'aucune preuve formelle, cette évolution a pu s'agencer sous la couverture d'altération dont on trouve encore quelques témoins dans

les concavités des versants (les racines de l'altération argilifiante jaunâtre). Suite à une ou des rupture(s) morpho-dynamique(s), il y a eu évacuation d'une partie de l'altération sur le sommet et le haut des versants qui a entraîné l'exhumation progressive des lapiés agencés jusqu'alors sous la couverture. Durant ou après cet épisode, les têtes de lapiés exhumées ont été démantelées par la gélifraction (couverture clastique du sommet des buttes) et les versants ont été régularisés par les processus périglaciaires. Nous rattachons cette dernière étape aux épisodes froids pléistocènes. On retrouve cette polygénie pour les amples vallons suspendus qui séparent les buttes arrondies.

Ces vallons suspendus correspondent à des paléo-vallées contemporaines de l'agencement du relief à buttes

initial comme tend à le démontrer le raccordement à ces vallons des versants des quelques buttes bien conservées dans les dolomies.

Ces paléo-vallons se caractérisent par une morphologie très ouverte et par un profil longitudinal présentant une faible déclivité. Leur position toujours suspendue au dessus des profondes entailles fluviales en V, permet de rattacher le creusement de ces vallons à une évolution morphologique fort ancienne de la *sierra*.

L'étude de ces paléo-vallons dans leur environnement morphologique actuel permet de définir quelques grandes étapes de l'évolution du réseau hydrographique de las Nieves (Figure III.108) :

- ces paléo-vallons contemporains du relief initial à

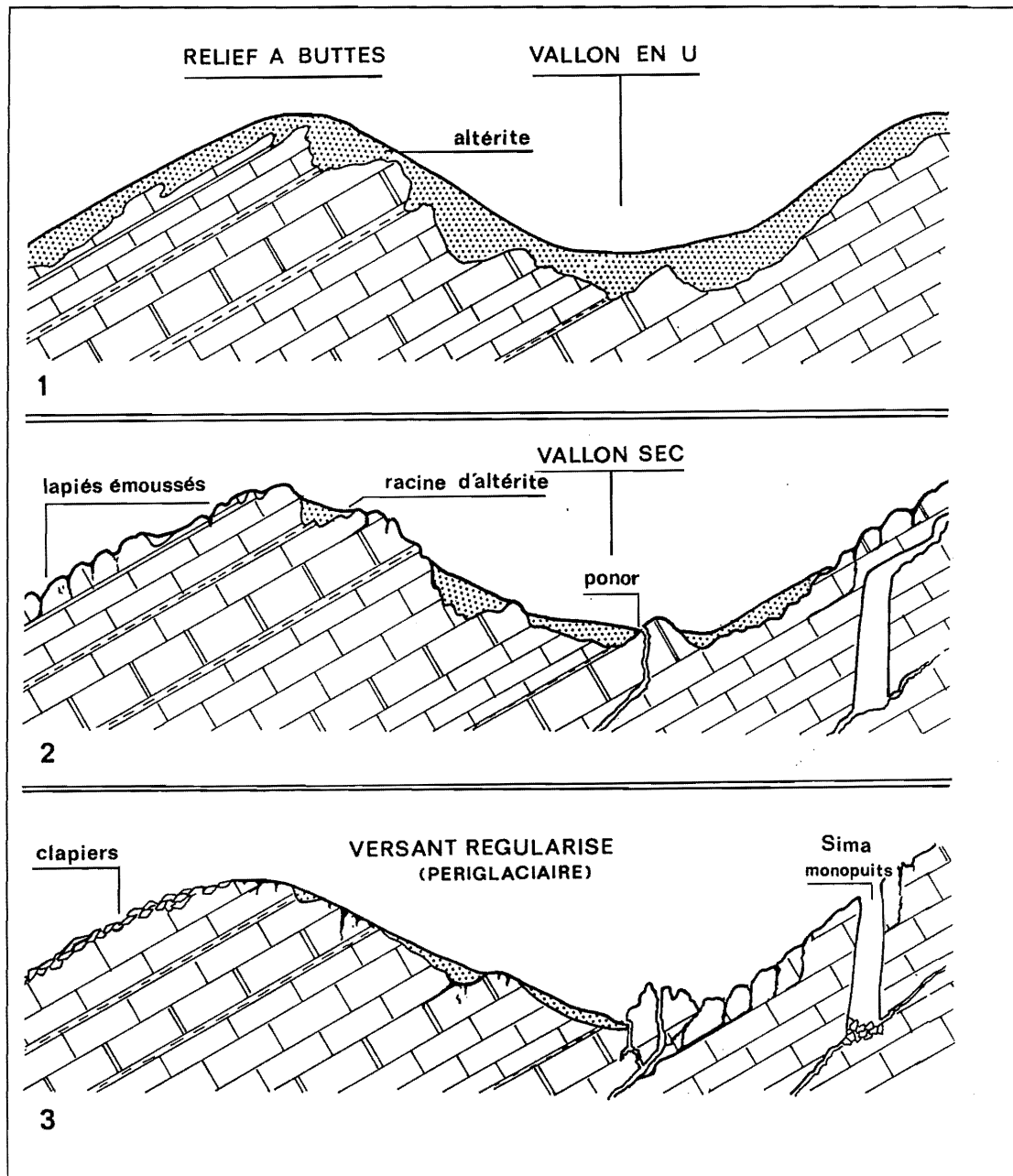


Figure III.107 - Évolution schématique du relief à buttes de la Sierra de las Nieves

buttes, possédaient une morphologie très ouverte en U et une faible déclivité longitudinale signifiant une relative proximité altimétrique du niveau de base ;

- suite à l'enfoncement ou une modification de ce niveau de base et/ou à une surrection du massif, ces vallons ont été recreusés, voire recoupés, par des entailles fluviales en V. Ce recreusement s'est vraisemblablement réalisé par érosion régressive comme tend à le corroborer le maintien des paléo-formes en U à la tête-amont des vallons en V (Figure III.108, 2). Ailleurs, seuls les replats qui dominent les entailles fluviales en V, sont les témoins visibles des anciens talwegs des vallons en U. Nous avons relevé que ces replats contiennent très souvent de profondes racines de l'ancienne couverture d'altération ;

- c'est, vraisemblablement, suite à une seconde phase d'enfoncement du niveau de base et/ou de surrection que les paléo-vallons en U se retrouvent définitivement déconnectés du réseau hydrographique et suspendus à plusieurs centaines de mètres au dessus des ravins et des profondes vallées périphériques qui drainent les écoulements superficiels de la *sierra*. Cette nouvelle étape d'enfoncement du réseau hydrographique s'est effectuée également par érosion régressive comme en témoigne l'existence des seuils qui séparent les larges vallons en V des ravins et profondes vallées périphériques.

Dans la partie centrale du plateau sommital (de part et d'autre du Cerro Alto), où les paléo-morphologies en U sont les mieux conservées, celles-ci ont été défoncées par la karstification qui est responsable de l'emboîtement des

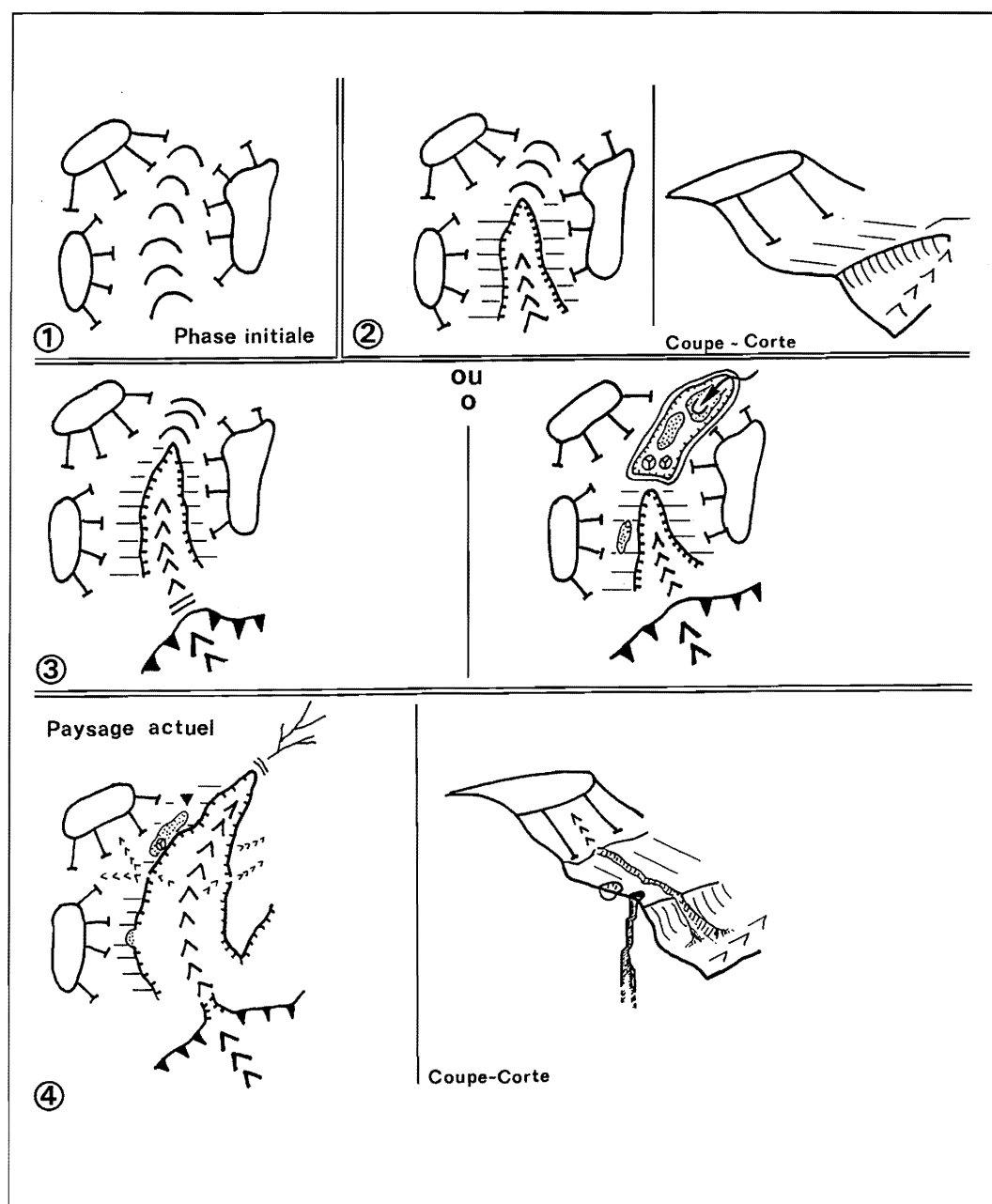


Figure III.108 - Évolution schématique des vallons en U, en V et à fond plat de la Sierra de las Nieves

dépressions karstiques "initiales" dans le talweg de ces vallons. On peut, d'ailleurs, s'interroger sur le rôle du karst dans la conservation de ces paléo-vallons ; il est, en effet, probable que le karst, en capturant les écoulements superficiels (pertes), a contrarié le creusement fluvial et implicitement la détérioration de ces paléo-morphologies.

Ces paléo-vallons ainsi que les reliefs à buttes apparaissent clairement à partir de ce premier canevas d'évolution comme les témoins d'une vieille évolution morphologique. Ces anciens vallons en U ne doivent pas être confondus avec les vallons secs à fond plat qui résultent de l'accumulation des colluvions issus de la couverture d'altération. L'empâtement de ces vallons, initialement en V, est relativement récent voire actuel.

1.4. Reconstitution évolutive du modelé de surface

L'analyse du modelé de surface qu'il soit karstique, fluvial ou polygénique, révèle la longue évolution géomorphologique de la Sierra de las Nieves (Figure III.109).

Tout d'abord, l'agencement d'ensemble de las Nieves apparaît relativement indépendant du dispositif structural qui ne s'exprime nettement dans le paysage qu'au niveau du crêt de la Torrecilla, de l'escarpement de chevauchement sur les zones externes et de l'escarpement de faille de las Turquillas. Ailleurs, la physionomie générale du relief se caractérise avant tout par un modelé de dissection commandé par le réseau hydrographique,

dont l'organisation apparaît davantage influencée par l'abaissement topographique du plateau sommital vers l'enselement de Yunquera et la proximité du niveau de base méditerranéen que par les données de la tectonique tangentielle. R. Lhénaff (1981) se demande s'il n'y a pas là la marque d'une vieille évolution morphologique en deux temps : une phase d'aplanissement postérieure à la dernière phase tectonique tangentielle (fini et post-Burdigalien ; *supra* : Introduction générale) suivie d'un rejeu tectonique responsable de l'individualisation et de l'inclinaison du bloc de las Nieves vers le seuil de Yunquera. L'hypothèse mérite d'être envisagée si on se réfère à la surface fondamentale qui nivelle presque intégralement la Sierra Alcaparaín (R. Lhénaff, 1981). Cependant, les témoins indiscutables d'aplanissement font défaut dans la Sierra de las Nieves ; seules, la lourdeur des reliefs et la subégalité des crêtes et des buttes du plateau sommital peuvent paraître, compte tenu de la puissante incision du réseau hydrographique périphérique, des indices non négligeables d'une vieille topographie très évoluée, sinon aplanie. Ce pourrait être à partir de cette paléo-topographie ou, voire, en concordance avec celle-ci que s'est agencé le relief initial à buttes. Quoiqu'il en soit, cet ancien modelé où alternaient reliefs arrondis et larges vallons en U, s'est réalisé dans un contexte géodynamique stable et en l'absence d'un important gradient hydraulique (cf. : faible pente longitudinale des vallons en U).

Cette vieille topographie à buttes est clairement antérieure à l'enfoncement du réseau hydrographique lié à un changement des conditions de drainage consécutif soit à une modification du niveau de base, soit à des mouvements de surrection de la Dorsale qui débutèrent à

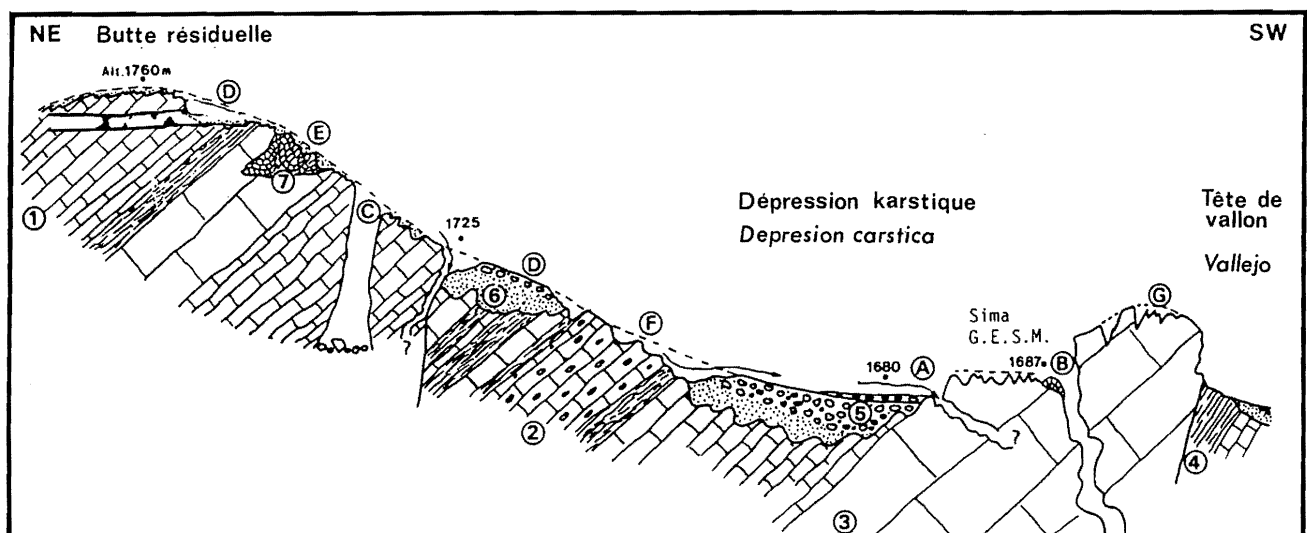


Figure III.109 - Synthèse des éléments morpho-karstiques de la Sierra de las Nieves

1 : Calcaires en plaquettes ; 2 : Calcaires à silex ; 3 : Calcaires massifs ; 4 : Marnes schisteuses ; 5 : Colluvions argilo-siliceuses ; 6 : Altérite argilo-siliceuse en place ; 7 : Vieilles concrétions à l'air libre.

A : Ponor actif ; B : Ponor perché ; C : Gouffre recoupé ; D : Résidus d'altération conservés dans les creux des versants ; E : Cavité décapitée ; F : Lapiés exhumés ; G : Lapiés.

la charnière mio-pliocène, soit de la conjonction de ces différents paramètres. L'étude des piémonts de la Dorsale (*infra* : Chapitre 3) nous permettra d'aborder la part de chacune de ces causes. Sans préjuger de leur importance morphologique respective, le soulèvement d'ensemble de la Dorsale post-messinien a, sans nul doute, fortement contribué à une accélération de l'érosion fluviale qui s'est marquée sur le plateau sommital par l'incision de vallons en V et sur la périphérie de la *sierra* par le creusement de profonds ravins pentus ; l'étude des morphologies fluviales a permis mettre en évidence au moins deux étapes dans l'enfoncement du réseau hydrographique (les larges vallons en V et les ravins). Cet enfoncement a recoupé, défoncé et déconnecté les paléo-axes de drainage superficiels de la *sierra* : les vallons en U.

On assiste également à une activation du karst qui s'exprime en surface, tout d'abord, par l'agencement de poljés qui se sont établis dans les talwegs des vallons en U, puis par l'emboîtement de dolines dans les poljés originels. L'étude de l'endokarst nous permettra de préciser les différentes étapes de l'évolution karstique de las Nieves. D'ores et déjà, à la lumière de l'organisation hydrogéologique de la *sierra*, il apparaît clairement que l'enfoncement du réseau hydrographique, notamment méditerranéen (*ríos* Genal, Verde, Grande), a joué un rôle déterminant dans l'agencement et la verticalisation de l'endokarst.

Enfin, l'analyse du modelé superficiel de las Nieves indique que les épisodes froids pléistocènes ont contribué à la régularisation des versants du relief à buttes et des vallons en V. Cette régularisation se caractérise sur les reliefs par un recoupement indistinct du substrat et des formations argilo-siliceuses et, en contre bas, par un empâtement colluvial des vallons et des dépressions. Ce façonnement périglaciaire ainsi que la présence en altitude de formes nivales, suppose une ambiance climatique à la fois froide et humide, dont les conséquences sur le karst restent à définir.

L'analyse du karst souterrain de las Nieves nous permet de vérifier et de compléter ce canevas évolutif de la Sierra de las Nieves.

2. CARACTERES ET ÉVOLUTION DE L'ENDOKARST DE LAS NIEVES. SA CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE MORPHOGÉNIQUE DE LA SIERRA

Bien que la densité des réseaux souterrains actuellement connus soit relativement peu importante compte tenu des potentialités, la Sierra de las Nieves présente un karst souterrain diversifié et très riche d'un point de vue karstogénique. Cette réalité a été jusque là occultée par l'existence du plus profond gouffre andalou,

la Sima GESM (-1075 m), qui a trop souvent réduit l'étude de l'endokarst à cette seule cavité.

On peut répartir les phénomènes karstiques souterrains en 4 ensembles distincts en fonction de leur activité, de leur relation avec l'exokarst et de leur étagement sur les versants : les pertes actives et les cavités de soutirage ; les paléo-ponors ; les monopuits et cavités verticales décapitées ; et les cavités éventrées.

2.1. Les pertes actives et les cavités de soutirage

Les pertes actives se situent préférentiellement dans le fond des dépressions karstiques qu'elles drainent (ponors fonctionnels), mais aussi, soit dans les ravines qui incisent les formations argilo-siliceuses (bas-versant des reliefs à buttes), soit au niveau des seuils perchés au dessus des profondes entailles fluviales (carte H.T. et Figure III.106). Ces pertes s'ouvrent au contact d'un banc calcaire massif qui barre les dépressions à l'aval ou que recoupent les ravines.

Les ponors, au fonctionnement temporaire (fusion nivale, pluies automnales...), possèdent généralement un faible développement spéléologique, soit à cause d'une obstruction détritique provoquée par le matériel argilo-siliceux charrié par les eaux de ravinement, soit à cause de l'exiguïté des conduits. Le premier cas répond aux pertes des dépressions centrales des Hoyos de los Pilonos et le second cas aux ponors de los Hoyos del Pilar (To3 et To4). Lorsqu'elles sont pénétrables, ces cavités se caractérisent par des conduits en "trou de serrure" avec un étroit surcreusement méandrique.

Le colmatage et l'exiguïté de ces cavités traduisent leur relative "jeunesse" contemporaine du "récent" enfoncement du karst qui s'exprime dans le paysage par l'emboîtement des dolines. Les écoulements qui empruntent ces pertes, se raccordent rapidement en profondeur à des réseaux beaucoup plus structurés, dont le creusement est hérité, le plus souvent, du fonctionnement des paléo-ponors. C'est notamment le cas des ponors To3 et To4 (Hoyos del Pilar), dont les eaux rejoignent en profondeur la paléoperte qu'est la Sima GESM.

L'étude des pertes qui se situent dans les ravines entaillant les versants, est particulièrement intéressante sur le plan karstogénique. Le petit système spéléologique *simas* des 3 J-Búho qui s'ouvre dans un des *barrancos* dépendants du ravin de los Pilonos, est le plus instructif (Figure III.110).

La ravine dans laquelle s'entrouvre ce système, a initialement affouillé les colluvions argilo-siliceuses puis s'est incisée au contact de ces dépôts et des calcaires à silex liasiques. C'est dans ces assises que s'ouvrent les *simas* des 3 J et del Búho qui confluent rapidement sous-terre. Ce système de 40 m de profondeur se définit

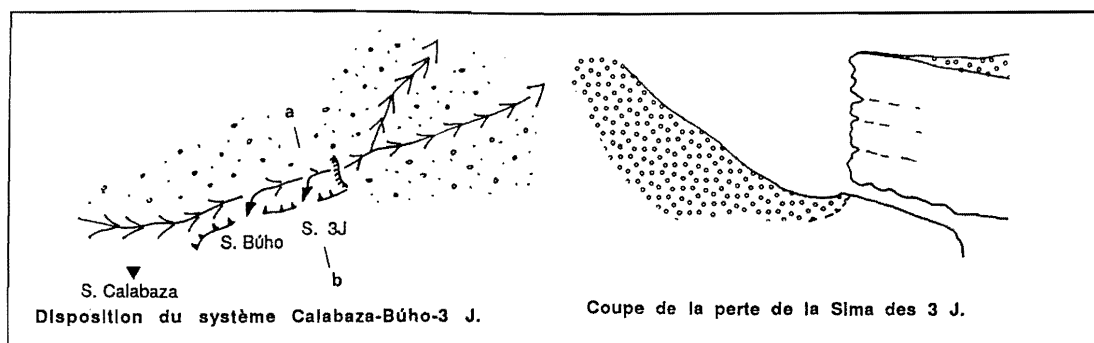


Figure III.110 - L'entrée du système souterrain "Calabaza-Búho-3J et les ravines (Sierra de las Nieves)

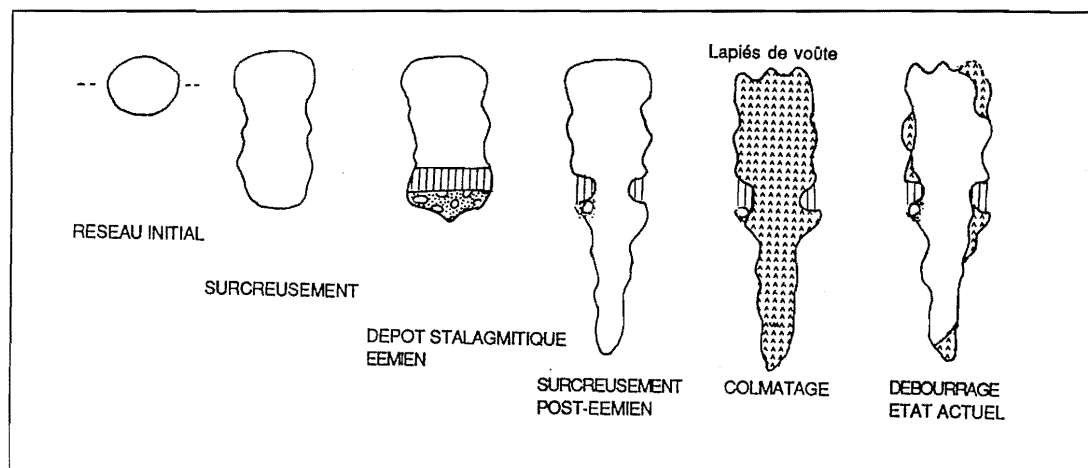


Figure III.111 - Évolution schématique du méandre de la Sima del Búho (Sierra de las Nieves)

comme un "réseau méandriforme à polypuits" ; les conduits au surcreusement méandriforme se développent dans les assises litées qui leur confèrent un aspect très déchiqueté alors que les puits s'agencent dans les bancs calcaires plus massifs. L'exploration de cette cavité bute sur un rétrécissement ponctuel impénétrable (calcaires massifs). En dehors de cette lithodépendance, la morphologie méandriforme des conduits dès la surface signifie, d'une part, un creusement par des écoulements concentrés à surface libre et, d'autre part, leur développement vertical (puits) exprime l'existence d'un gradient hydraulique. De ce fait, les *simas* des 3 J-Búho appartiennent à un système endokarstique développé qui s'est agencé en présence d'un fort potentiel de karstification (gradient hydraulique et potentiel hydrochimique). Mais plus que cette appartenance, ce qui caractérise ce petit complexe spéléologique est sa relation avec les formations argilo-siliceuses. En effet, on relève l'existence d'un remplissage gravo-argileux, dont la texture et la composition sont similaires aux colluvions argilo-siliceuses de surface ; ce qui n'apparaît pas, à première vue, étonnant étant donné l'ouverture de ces *simas* dans les ravines entaillant ce matériel colluvial. Mais l'examen attentif de ce remplissage révèle que les réseaux spéléologiques proches de la surface ont été

complètement colmatés par ces dépôts gravo-argileux comme en témoignent les placages détritiques sur les parois et au plafond des conduits ainsi que la présence de lapiés de voûte⁽¹⁾.

L'étude spéléomorphologique de ce petit système endokarstique permet donc de reconstituer au moins cinq étapes dans l'évolution de ce type de cavités (Figure III.111):

-1- un agencement initial en régime noyé que caractérise un réseau anastomosé de petites conduites forcées dépendantes de la stratification et du pendage. Ces conduits initiaux soulignent la présence d'un faible gradient hydraulique ;

-2- l'essentiel du creusement des conduits a été provoqué par des écoulements concentrés à surface libre. Le creusement en méandre a été, sans nul doute, facilité par la fréquence des niveaux marno-schisteux aisément affouillables ;

-3- la présence de planchers et de cascades stalagmitiques, perchés respectivement au dessus du fond des méandres et du rebord des puits, met en évidence l'alternance entre des phases d'incision et de dépôts carbonatés ; alternance qui rend vraisemblablement compte de fluctuations d'ordre climatique ;

(1) Cette morphologie résulte du travail de la corrosion des eaux cheminant entre le remplissage détritique et la voûte calcaire.

-4- un bourrage quasi-général des réseaux par un matériel détritique gravo-argileux. L'absence de granulo-classement du remplissage suppose un abandon relativement brutal du flux de sédiments qui transitait jusque là par ces réseaux. Deux causes peuvent être, pour le moment, envisagées pour expliquer cette déficience des ruissellements souterrains :

- l'enfoncement du karst a provoqué le perchement de ces réseaux souterrains au dessus de nouvelles zones d'absorption. Il en résulte une moindre capacité des écoulements à évacuer le matériel détritique ;

- un déficit en eau dû à un contexte climatique moins humide.

Quoi qu'il en soit, cet épisode met en évidence une phase de colmatage du karst, tout au moins de sa tranche supérieure. Dans le cas des *simas* des 3 J-Búho, il apparaît clairement que le manteau de colluvions est venu fossiliser les entrées de ces cavités. Ce n'est que suite à l'incision de la ravine dans les colluvions, que ces cavités ont été exhumées ;

-5- un déboufrage partiel des cavités provoqué par une réactivation des écoulements souterrains ; cette réactivation a pu être déclenchée par la capture des eaux de ravinement, comme cela semble avoir été le cas pour les *simas* des 3 J-Búho.

Ces ruissellements ont progressivement évacué, vers le karst profond, le colmatage gravo-argileux (*infra* : Sima GESM) et exhumé le réseau méandriforme à polypuits. Ce déboufrage apparaît relativement récent et actif comme tend à le souligner la multiplication actuelle des cavités de soutirage à la surface du plateau sommital.

A la surface du plateau sommital, s'ouvrent, en effet, de nombreuses cavités de soutirage. Leurs entrées se présentent sous forme, soit d'entonnoirs dans les formations meubles, rapidement impénétrables, soit de fissures ouvertes dans les calcaires ou au contact des calcaires et de la couverture argilo-siliceuse. Ces soutirages qui s'ouvrent brusquement (après période de fortes précipitations ou épisode nival) et qui ont tendance à rapidement s'approfondir et s'élargir, sont l'expression du déboufrage actuel des réseaux cutanés et de l'évacuation des formations superficielles par le karst souterrain. Ces soutirages peuvent parfois donner accès à des réseaux souterrains relativement importants telles les *simas* de la Calabaza et de la Navidad. L'étude de ces cavités confirme que la quasi-totalité des réseaux proches de la surface a été obturée par le matériel gravo-argileux. On retrouve une évolution similaire à celle proposée pour les *simas* des 3 J-Búho.

La Sima de la Calabaza permet de compléter le canevas évolutif de ces cavités. Cette *sima* d'une centaine de mètres de profondeur, se profile en un "réseau méandriforme à polypuits" creusé dans les assises rhétoliasiques. L'entrée de cette cavité correspond clairement à une galerie recoupée par le versant régularisé de facture périglaciaire. C'est suite ou durant cette régularisation du

versant que ce gouffre a été obstrué par le matériel colluvial. Ce colmatage n'a, semble-t-il, affecté que les réseaux proches de la surface ; on n'observe, en effet, des placages de ce remplissage détritique que jusqu'à -30 m où débute un méandre très étroit. Cette galerie exiguë accidentée de coudes serrés, en s'obstruant rapidement, a fonctionné comme un véritable bouchon ; il a préservé les réseaux inférieurs d'un possible colmatage et a vraisemblablement facilité le bourrage des réseaux supérieurs, voire leur ennoyage comme tend à le suggérer la présence de concrétions en "choux-fleurs" et de niveaux de décantation dans le remplissage.

La datation d'un plancher stalagmitique ayant été fossilisé par le bourrage détritique, dont l'âge est d'environ 132 200 B.P., permet de fixer au moins deux événements morphogéniques :

- l'agencement anté-émien du "réseau méandriforme à polypuits" de la Calabaza ;

- le colmatage du karst mis en évidence par ces cavités est post-émien.

A partir de l'étude des pertes et des cavités de soutirage, on peut faire ressortir les traits d'évolution suivants :

- 1- Avant l'Émien, la Sierra de las Nieves possédait un potentiel de karstification (potentiel hydro-chimique et gradient hydraulique) suffisamment important pour provoquer l'agencement de cavités subverticales (réseaux méandriformes à polypuits) dans la zone d'infiltration du système karstique. L'étude des autres grands types de cavités (paléo-ponor, cavité verticale recoupée, cavité décapitée) nous permettra de détailler cette évolution karstique anté-émienne.

- 2- L'Émien est marqué par le dépôt de planchers stalagmitiques provoqué par des écoulements incrustants

- 3- La position perchée de ces formations stalagmitiques (0,6 à 0,8 m au dessus du fond actuel) signifie une reprise de l'incision des méandres liée à des ruissellements agressifs. Compte tenu de l'âge émien du plancher stalagmitique, on peut attribuer ce surcreusement aux épisodes froids du Pléistocène supérieur capables de fournir un potentiel hydro-chimique particulièrement agressif (eaux de fusion nivale).

- 4- C'est après cette phase de surcreusement que ces réseaux souterrains sont colmatés par une formation détritico-gravilo-argileuse. Ce schéma d'évolution est appuyé par le fait que le colmatage est, dans le cas de la Sima de la Calabaza, postérieur au recoupement du réseau d'entrée par le versant régularisé de facture périglaciaire. De par leurs similitudes sédimentologiques, une réelle filiation semble exister entre le remplissage souterrain et les colluvions argilo-siliceuses. Cette relation colluvions-colmatage apparaît, d'autre part, renforcée par le fait qu'apparemment, seules les cavités se situant sur les bas-versants des reliefs à buttes, dans les vallons et dans les dépressions présentent des traces de colmatage. Cette relation souligne le paradoxe apparent suivant : apport et

transport de matériel colluvial en surface et déficience des agents de transport sous-terre. Cette déficience qui apparaît essentiellement liée à de moindres ruissellements souterrains, suppose, étant donné le fonctionnement en perte de ces cavités, une carence des écoulements de surface. Dans ce contexte, on peut imaginer que le transport en surface du matériel colluvial argileux s'est effectué non pas au travers de ruissellements mais par l'intermédiaire de mouvements de solifluxion ; le matériel soliflué, en colmatant les anciens vallons ou dépressions où s'ouvriraient ces cavités, a contribué, de la sorte, au bourrage des réseaux cutanés. Cette obstruction, en signant l'arrêt du fonctionnement de ces réseaux absorbants, a entraîné un déficit des écoulements souterrains qui se trouvaient alors dans l'incapacité d'évacuer ce matériel détritique. Seul le ponor qui draine la dépression des Hoyos del Pilar, semble avoir échappé au colmatage de ces réseaux supérieurs ; cette divergence est vraisemblablement due aux paramètres suivants : la situation éloignée de la perte par rapport aux flancs empâtés de la dépression ; une meilleure alimentation hydraulique de cette perte qui draine cette vaste dépression ; et la proximité de la Sima GESM. Deux éléments permettent de préciser l'âge de ce colmatage du karst par les colluvions. On sait que cet épisode est post-émien et post-phase de surcreusement souterrain. Par ailleurs, l'obturation du karst est antérieure au développement du sol brun qui s'est agencé sur les colluvions. Cet épisode pédologique étant rapporté à l'Holocène, le colmatage est donc anté-Holocène et pourrait être contemporain du Tardi-Pléistocène ou du maximum du Würm final. Quoi qu'il en soit ce colmatage a perduré un certain temps comme en témoigne l'existence de lapiés de voûte dans les réseaux étudiés.

-5- C'est vraisemblablement parallèlement ou suite à l'érosion des formations argilo-siliceuses par les ravines qu'a débuté le débouillage du karst et la réactivation de ces réseaux souterrains. Plus qu'une conséquence, c'est une relation d'équivalence qui existe entre l'incision superficielle et le débouillage du karst ; en effet, plus l'incision des colluvions est poussée, plus les points d'infiltration vers le karst sont nombreux et plus la réactivation des paléo-réseaux est importante ; et inversement, plus le débouillage du karst est poussé, plus les cavités sont actives et plus l'évacuation des formations meubles dans le karst prend de l'ampleur (soutirage et perte).

Cette relation s'exprime dans le paysage actuel de la *sierra*, par une vigoureuse érosion superficielle, la multiplication des soutirages et la réouverture de paléo-cavités. Cette dynamique est historique et actuellement fonctionnelle.

2.2. L'étude d'un paléo-ponor : la Sima GESM

La Sima GESM se situe sur le rebord méridional de los Hoyos del Pilar (1687 m). Elle s'ouvre au niveau d'un plancher karstique qui est actuellement perché à une dizaine de mètres en contre-haut de la zone d'absorption actuelle. Ce plancher perché correspond à l'ancienne zone d'absorption du poljé des Hoyos del Pilar (*supra* : 1.1). Au dessus du paléo-plancher de la *sima* se développent, à +10 et +15 m, deux autres seuils calcaires aplanis troués par d'anciennes pertes colmatées à faible profondeur par des débris clastiques (Figure III.112).

2.2.1. Description du réseau spéléologique dans son contexte litho-structural

La doline rocheuse d'entrée de la *sima*, d'amples dimensions (30 x 15 m pour 10 m de profondeur), s'agence dans les calcaires rhéto-liasiques. Elle est parcourue par un méandre aujourd'hui à l'air libre qui se raccorde au puits d'entrée de la cavité. Celle-ci débute par des réseaux étroits entrecoupés de ressauts et de puits.

A partir -30 m, au niveau de la Sima de los 7 (P15), on relève, dans le réseau, la présence d'anciens planchers et cascades stalagmitiques scellant des dépôts alluviaux (Figure III.112).

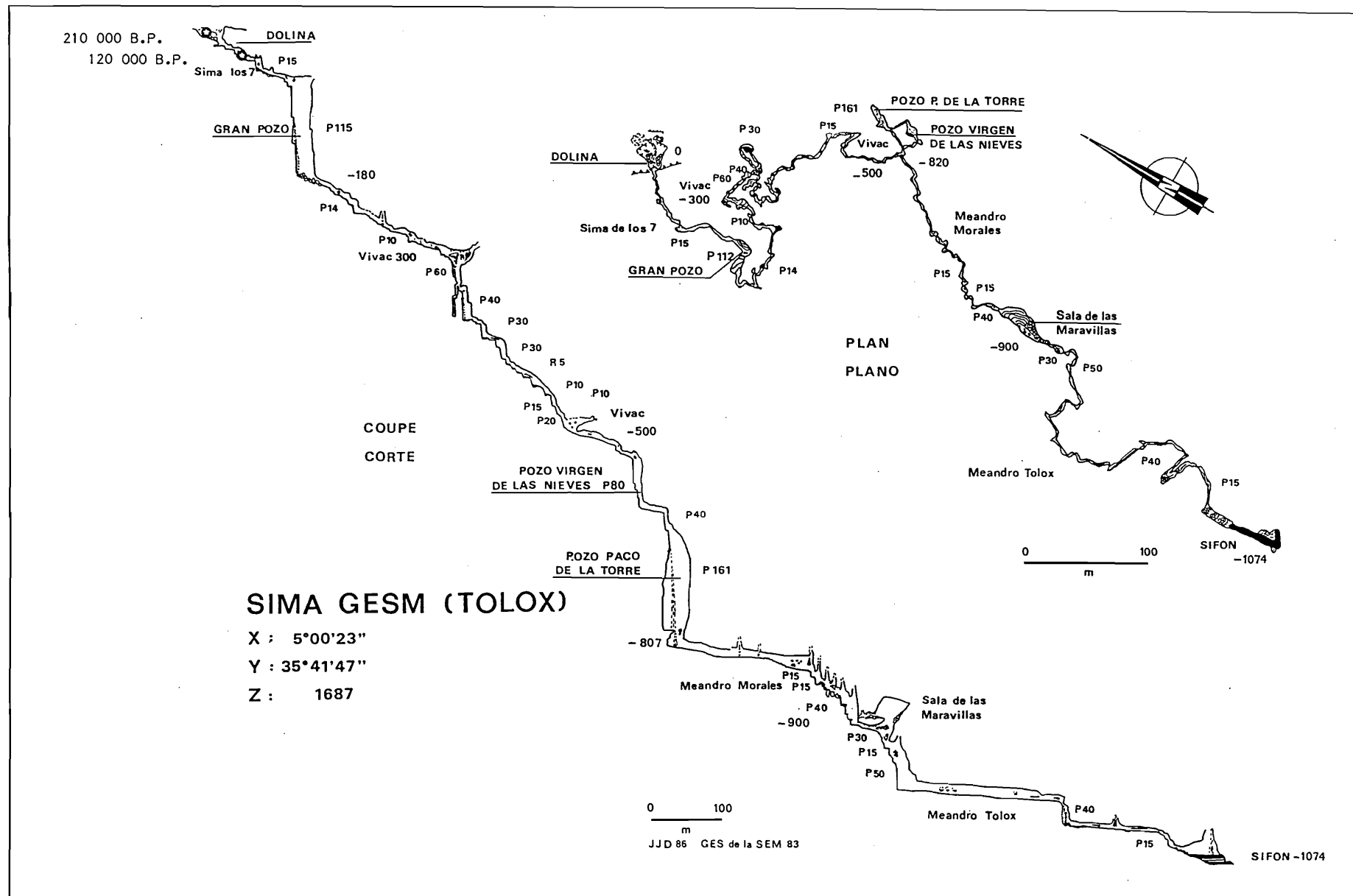
Vers -60 m, confluent de petits ruisseaux souterrains, dont ceux provenant des ponors actifs de los Hoyos del Pilar (To3 et To4). A ce niveau, le passage entre les réseaux supérieurs, développés dans les assises rhéto-liasiques, et les réseaux sous-jacents creusés dans l'ossature triasique, est particulièrement net : il se marque par un vaste puits de 115m (Gran Pozo) qui est calqué sur une faille subméridienne (accident-satellite de la faille d'Alcazaba). Dans le tiers inférieur, ce puits recoupe un accident transverse. Ce recoupement de failles se caractérise par une zone de moindre cohésion comme en témoigne l'importance des phénomènes d'écroulement qui sont à l'origine de l'évasement du puits (20 x 40 m) et du chaos basal (-180 m).

En contrebas de ce dernier, le réseau se profile en un méandre, très déclive et accidenté de puits et ressauts, qui, agencé en fonction d'une fracture W-E, possède un développement oblique par rapport au pendage généralisé.

Après avoir conflué avec une galerie où s'étagent des gours séniles, le réseau se dirige vers le nord et devient à la fois très incliné (toboggan) et déchiqueté ; cette morphologie est liée à l'environnement lithologique : alternance de lits de dolomies, de calcaires dolomitiques, de dolomies bitumineuses et de niveaux schisteux. Leur plissement et leur pendage local vers le nord mettent en valeur les nombreuses dysharmonies qui existent entre ces assises et le soubassement dolomitique.

Vers l'aval, le réseau doit son élargissement aux phénomènes de détente mécanique (effondrement) facilités par le litage des terrains et leurs nombreuses

Figure III.112 - La Sima G.E.S.M. (Sierra de las Nieves)



variations de pendage (35-45°) ; les écoulements se perdent, alors, dans le plancher chaotique de la galerie d'effondrement (Sala del Vivac ; -300 m).

Des soutirages permettent de rejoindre un méandre qui, creusé dans les dolomies plus massives, est dépendant d'un nouvel accident transverse WNW-ESE. Ce méandre, accidenté de nombreuses marmites, passe à l'aval à un réseau très déclive qui se caractérise par une succession de nombreux puits (P 60, P40, P30, P30, R5, P20, P10, P15, R3, R4, R8) ; ce réseau qu'on suit jusqu'à 560 m, est globalement conforme au pendage généralisé vers le SE. Les variations lithologiques du Trias se lisent très bien dans le paysage souterrain : les puits correspondent aux bancs les plus massifs de dolomies et les tronçons méandriiformes (et ressauts) se développent dans les assises plus litées et conformément au pendage.

A partir de -560 m, la cavité recoupe près de 300 mètres de dolomies massives, en une succession verticale d'importants puits qui ont exploité des failles de décompression, de direction NNE-SSW : Pozo Virgen de las Nieves (80 m), Cornisa Granada (40) et Pozo Paco de la Torre (161 m). Ce dernier puits bute, par contre, vers le NE sur le même accident compressif de direction NW-SE que le P 60 consécutif de la Sala del Vivac (-300 m). Il faut noter l'absence de chaos à la base du puits de 161 mètres de profondeur (vide tectonique lié aux fractures de distension ?).

A la base de ce puits (-807 m), le dispositif d'ensemble de la cavité change brusquement. Alors que le réseau sus-jacent se caractérise par un agencement subvertical globalement conforme au pendage généralisé vers le SE, le réseau sous-jacent (-810 à -1075 m) se distingue par des développements sub-horizontaux et par une organisation des galeries vers le SSW. Cette nouvelle orientation des réseaux, perpendiculaire au pendage général, est liée à des fractures de distension aux abords de l'axe du synclinal couché de las Nieves.

Le méandre Manuel Morales qui débute à la base du P161 m, reste de dimensions exiguës (40 à 80 cm de large), notamment si on le compare à l'envergure des précédents puits. La confluence de petits affluents et le passage à une série lithologique plus tendre (alternance de lits calcaires dolomitiques et de bancs marneux) ont contribué à l'élargissement de ce méandre vers l'aval.

Celui-ci passe ensuite à un secteur plus pentu, marqué par une série de puits (P15, P15, P40, P30, P15, P50) et accidenté par une vaste salle d'effondrement liée à la présence de nombreux lits marno-schisteux (Sala de las Maravillas ; -910 m).

Vers -990 m, la cavité présente à nouveau un développement horizontal de 400 m de longueur : le méandre Tolox. Cette galerie se caractérise par un profil en "trou de serrure", dont l'étroit surcreusement méandriiforme est entrecoupé par un puits de 40 m. Il est important de relever que, dans ce tronçon de la *sima*, la conduite forcée initiale est ample et beaucoup plus marquée que dans l'ensemble des réseaux sus-jacents ;

autre détail intéressant, cette conduite forcée reste clairement perchée au dessus du P 40.

Au niveau de ce puits, la cavité reçoit un important affluent qui double le débit du ruisseau. La galerie qui s'agence dans le Trias basal (alternance de lits calcaires dolomitiques et bitumineux), prend de l'ampleur du fait de nombreux phénomènes de détente mécanique. A -1075 m de profondeur, cette galerie bute sur le lac siphonnant ERE.

Ce siphon qui marque le terme spéléologique de ce gouffre, a été plongé jusqu'à -1098 m et sur près de 200 mètres de développement (J.A. Perez Berrocal et al., 1979). Tant son développement noyé que sa morphologie n'en font pas un siphon ponctuel et accidentel : il correspond à un drain de la zone noyée de las Nieves. Cette zone noyée, en fonction du contexte géologique des réseaux inférieurs de la *sima*, se situe à la base de l'ossature triasique, non loin de la région axiale du pli couché et probablement proche de la semelle de chevauchement de la Dorsale.

2.2.2. Les enseignements karstogéniques

De cette rapide description, on peut retirer les enseignements spéléo et karstogéniques suivants :

- la *Sima GESM* présente un agencement d'ensemble extrêmement vertical (pente de 64%) qui se caractérise par une succession en "cascades" de puits (49) dont certains atteignent 115 et 161 m de profondeur. Ce dispositif qui permet aux écoulements souterrains de recouper verticalement l'ossature triasique pour rejoindre rapidement la zone noyée de la *sierra*, n'a pu se réaliser qu'en présence d'un puissant gradient hydraulique ; gradient hydraulique qui n'a pu être effectif qu'après la surrection d'ensemble de la Dorsale ;

- le caractère vertical de la *Sima GESM* associé à l'exiguïté des conduits, à la morphologie méandriiforme des galeries, à la quasi-absence de réseaux latéraux et étagés et à la rareté de conduites forcées, exprime un creusement "rapide" par des écoulements concentrés à surface libre. L'exiguïté des réseaux reflète également l'environnement lithologique où prédominent les dolomies et les calcaires dolomitiques qui offrent une certaine résistance à l'élargissement karstique des conduits ; ceux-ci prennent de l'ampleur, soit au niveau des puits (accroissement énergétique lié à la chute des écoulements), soit dans les secteurs où affluent de fréquents lits schisto-marneux, à l'origine de phénomènes de détente mécanique (affouillement-détente-effondrement).

- La *Sima GESM* se subdivise clairement en deux grands ensembles morpho-structuraux :

- de la doline d'entrée à la base du Pozo Paco de la Torre (-807 m), la cavité s'agence globalement en fonction du pendage général de la dalle triasique vers l'axe du pli couché, c'est à dire vers le SE. Dans le détail, les réseaux de ce tronçon très vertical (pente de 90%)

empruntent les nombreuses fractures et dysharmonies qui se marquent dans le tracé de la cavité par des changements brutaux de direction. Un accident-barrant de direction NW-SE limite le développement de la *sima* vers le NE ; cet accident appartient à la même génération que la faille-décrochante de Turquillas-río Verde, de même direction ;

- de -807 m à la zone noyée, on relève un net changement d'orientation général des galeries ; celles-ci se calquent sur des failles de distension, de direction subméridienne (NNE-SSW). Le réseau moins déclive présente trois niveaux bien marqués de développement horizontal : les méandres Manuel Morales et de Tolox ainsi que la zone noyée actuelle. Cette moindre déclivité pourrait être liée à la proximité de la zone noyée de las Nieves, voire à d'anciens niveaux de la zone noyée. En ce qui concerne le Méandre Tolox, sa morphologie en "trou de serrure" signifie clairement un agencement en deux temps : un creusement initial en zone noyée qui devait alors se situer aux alentours de -1000m ; puis une incision par des écoulements à surface libre responsables, à la fois, du surcreusement méandrique, du creusement du P40 et de la rampe terminale. Ce schéma d'évolution suppose un abaissement de près de 100 m de la zone noyée de las Nieves. Deux causes peuvent être, pour le moment, évoquées :

- cette baisse a pu être entraînée par l'abaissement altitudinal de l'exutoire karstique de las Nieves (la Cueva de los Zarzalones) lié à l'enfoncement du réseau hydrographique ;

- cet approfondissement peut être conséquent d'un mouvement de surrection de la *sierra*. L'absence d'exutoires étagés permet d'écarter la première hypothèse ; cependant, nous ne disposons pas, ici, d'arguments suffisants qui permettent d'appuyer la seconde.

2.2.3. L'apport des remplissages souterrains

L'étude des formations stalagmitiques de la Sima GESM et leur datation isotopique nous permettent d'aborder le fonctionnement et l'évolution de cette cavité et de son environnement immédiat (Hoyos del Pilar) durant le Pléistocène moyen et supérieur.

Deux formations stalagmitiques ont retenu notre attention (Figure III.112) :

- le plancher stalagmitique situé dans le méandre décapité qui parcourt la doline d'entrée ;

- le plancher stalagmitique perché entre 0,6 et 1,2 m par rapport au fond actuel des méandres. Ce plancher qui scelle des niveaux à galets, se développe à partir de -30 m de profondeur et se lit relativement bien jusqu'au sommet du Pozo Manuel de la Torre. L'analyse isotopique a été réalisée sur un échantillon prélevé à -38 m de profondeur.

Le premier plancher qui s'est déposé dans un réseau méandrique à l'origine souterrain, a été daté de 210 000

B.P. (Tableau III.17). Cette datation permet de définir les faits évolutifs suivants :

- la Sima GESM fonctionnait en perte active durant le Pléistocène moyen ce qui signifie implicitement que la structuration du système karstique de las Nieves⁽¹⁾ est antérieure à 210 000 B.P. ;

- la situation à l'air libre d'un tronçon de méandre et de son plancher rend compte d'une phase d'arasement qui a décapité les anciens réseaux d'entrée de la *sima* ; phase d'érosion qui est postérieure à 210 000 B.P.

Le second plancher est, pour sa part, contemporain du stade isotopique 5, c'est-à-dire de l'épisode de réchauffement climatique éémien (120 000 B.P.). Ce calage chronologique permet de faire ressortir les événements suivants :

- l'absence de ce plancher dans les trente premiers mètres de la cavité signifie que le réseau d'entrée de la *sima* n'absorbait plus les eaux de la dépression, et par conséquent que l'emboîtement des dolines était déjà amorcé dès l'Eémien. Cet épisode d'enfoncement du karst est donc compris entre 210 000 B.P. et 120 000 B.P., soit durant la seconde moitié du Pléistocène moyen, caractérisée par un vigoureux épisode périglaciaire ; contexte climatique qui a fourni au karst un potentiel hydro-chimique particulièrement agressif (eaux froides de fusion nivale...) ;

- la position, aujourd'hui, perchée de ce plancher rend compte d'un recreusement du dépôt et d'un surcreusement méandrique du bed-rock post-éémien. On peut rattacher cette phase d'incision aux épisodes froids du Pléistocène supérieur ; on retrouve, ici, le même schéma d'évolution que pour la Sima de la Calabaza. Parallèlement à cette phase d'incision souterraine, l'emboîtement des dolines dans le poljé s'est poursuivi comme tend à le confirmer la confluence, vers -60 m, des eaux se perdant dans les ponors actuels des Hoyos del Pilar (To3 et To4) ;

- contrairement aux cavités étudiées auparavant, on ne relève pas dans les réseaux supérieurs de la Sima GESM de traces de colmatage par le matériel colluvial (*supra*). Cette absence s'explique relativement bien pour les raisons suivantes :

- l'entrée de la *sima* est, depuis l'Eémien, perchée au dessus de la zone d'absorption actuelle ; or, on sait que le colmatage colluvial s'est réalisé vers la fin du Pléistocène supérieur et a surtout affecté les bas versants et le fond des vallons et des dépressions ;

- la cavité s'ouvre au niveau d'un seuil calcaire aplani qui est exempt de couverture colluviale ;

- la "pérennité" des écoulements qui drainaient la vaste dépression des Hoyos del Pilar, a vraisemblablement contribué à une évacuation régulière vers le karst profond du matériel gravo-argileux apporté par les eaux ; évacuation qui a été, d'autre part, facilitée par le caractère évolué des réseaux souterrains de la *sima*. L'analyse des

(1) Le système karstique de las Nieves correspondant ici au système Sima GESM-Cueva de los Zarzalones.

Echantillon	U(p.p.m.)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{234}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ T=0	Âges (ka)
85111	0.10	0.932 (± 0.051)	0.839 (± 0.040)	grand	0.877	209.0 (+58.1, -33.1)
85146	0.12	1.258 (0.145)	0.690 (± 0.065)	grand	1.361	120.0 (+26.8, -19.9)
88100	0.028	1.527 (± 0.044)	0.739 (± 0.106)	1.3	1.618	132.2 (+42.2, -30.8)
86029	0.335 (± 0.022)	1.164 (± 0.088)	0.932 (± 0.065)	24	1.328	247 (+141.7, -55.3)
86031	1.857 (± 0.031)	1.058 (± 0.014)	1.053 (± 0.081)	grand	1.058	Plus grand que 350
88064	2.43 (± 0.160)	1.140 (± 0.043)	1.249 (± 0.161)	23		Plus grand que 350
88065	4.21 (± 0.127)	1.123 (± 0.019)	1.350 (± 0.109)	227		Plus grand que 350
88065 bis	4.456 (± 0.178)	1.092 (± 0.023)	1.344 (± 0.287)	35		Plus grand que 350
85121	3.244 (± 0.058)	1.095 (± 0.020)	0.629 (± 0.024)	grand	1.128	105.5 (+7.3, -6.8)

Tableau III.17 - Résultats isotopiques et âge des spéléothèmes et travertins de la Sierra de las Nieves

85 111 : Plancher stalagmitique situé au fond d'un méandre recoupé par la surface topographique et se raccordant à la Sima G.E.S.M. ;

85 146 : Sima G.E.S.M. : plancher stalagmitique vers -150 m de profondeur.

86031 : Table supérieure des travertins de Tolox ;

86064 : Table intermédiaire des travertins de Tolox

86065 : Concrétion située dans une grotte développée à l'intérieur de la table intermédiaire de Tolox.

86065 bis : Même concrétion que la précédente datée à une autre extrémité.

86029 : Concrétion située dans une cavité développée à l'intérieur de la table intermédiaire de Tolox.

85121 : Table inférieure des travertins de Tolox.

Analyses réalisées par le CERA-K - Mons - Belgique.

dépôts alluviaux de la *sima* appuie cette hypothèse de fonctionnement de la cavité. En effet, on relève systématiquement, tout au long du parcours, la présence, en des proportions variables, de matériel gravo-argileux dans les sédiments ; à proximité du siphon terminal, ce matériel devient alors largement prédominant. La présence de ce matériel dans les sédiments confirme le transport et l'évacuation de ce matériel détritique par les écoulements souterrains de la *sima*. La part importante de cette formation dans les accumulations proche de la zone noyée souligne la moindre efficacité de la zone noyée pour évacuer le matériel détritique.

2.2.4. Conclusions et réflexions sur l'évolution du karst contemporain de la Sima GESM

L'étude de la Sima GESM a permis de mettre en évidence l'existence d'un karst souterrain développé et caractérisé par un agencement extrêmement vertical. Ces traits associés aux caractères morphologiques de ses réseaux souterrains permettent d'affirmer que cette cavité s'est creusée de manière "rapide" en présence d'un puissant potentiel de karstification (énergie gravitaire et énergie hydrochimique). Par ailleurs, les datations isotopiques permettent d'avancer que ces conditions

étaient réunies et que l'essentiel de la structure était réalisé bien avant le mi-Pléistocène moyen (210 000 B.P.). Le paléofonctionnement en ponor de cette *sima* permet également de fixer un agencement des anciens poljés de las Nieves franchement anté -210 000 B.P.

Depuis cette phase décisive d'agencement du karst souterrain, les modifications les plus importantes se sont réalisées aux deux extrémités de la cavité : dans la partie supérieure, du fait de l'enfoncement du karst qui a provoqué l'emboîtement des dolines et l'étagement des ponors ; dans la partie basale, du fait de l'abaissement du niveau piézométrique qui a entraîné un puissant surcreusement du paléo-drain de la zone noyée. Il est assez tentant de vouloir associer ces deux évolutions, sinon entrelacées, du moins à une même cause générale qui serait la réaction du karst vis-à-vis des mouvements d'exhaussement de la Dorsale. Nous ne disposons, ici, pas d'éléments suffisants qui permettent d'étayer cette hypothèse ; l'étude des piémonts de la *sierra* et de la Dorsale et notamment de l'enfoncement du réseau hydrographique durant le Pléistocène moyen et supérieur devrait nous aider à confirmer ou à nuancer cette hypothèse.

Par ailleurs, les datations isotopiques nous ont permis de rattacher, aux épisodes froids de la seconde moitié du Pléistocène moyen et du Pléistocène supérieur, l'emboîtement du karst de surface, l'étagement des ponors et un surcreusement des conduits méandriformes. De ce fait, on peut se demander si ces épisodes périglaciaires sont une cause suffisante pouvant entraîner l'enfoncement du karst, ou si ces épisodes ont fourni l'énergie hydrochimique nécessaire à l'enfoncement du karst, dont la cause première serait la préexistence ou l'augmentation du potentiel de karstification (gradient hydraulique).

2.3. Les cavités recoupées par les versants

Sur les flancs du relief à buttes et des vallons du plateau sommital de las Nieves, s'ouvrent d'autres types de cavités porteuses d'informations karstogéniques. On discerne deux grandes familles de cavités recoupées par la surface topographique : de vastes puits et de vieux réseaux subhorizontaux totalement éventrés (Figure III.113).

2.3.1. Les monopuits et les cavités verticales décapitées

Les *simas* Honda (To 10), de los Enamorados, To33, du Peñon de Ronda et de las Palomas pour ne citer que les plus importantes, se profilent en de vastes monopuits respectivement de 113, 75, 25, 20 et 56 mètres de profondeur (Figure III.114). Ces cavités séniles butent généralement en profondeur, soit sur un amas de blocs provenant d'écroulement de pans de parois, soit sur des galeries impénétrables du fait d'obturation stalagmitique ou détritique ; il faut souligner qu'on relève rarement la présence de colmatage détritique par des formations

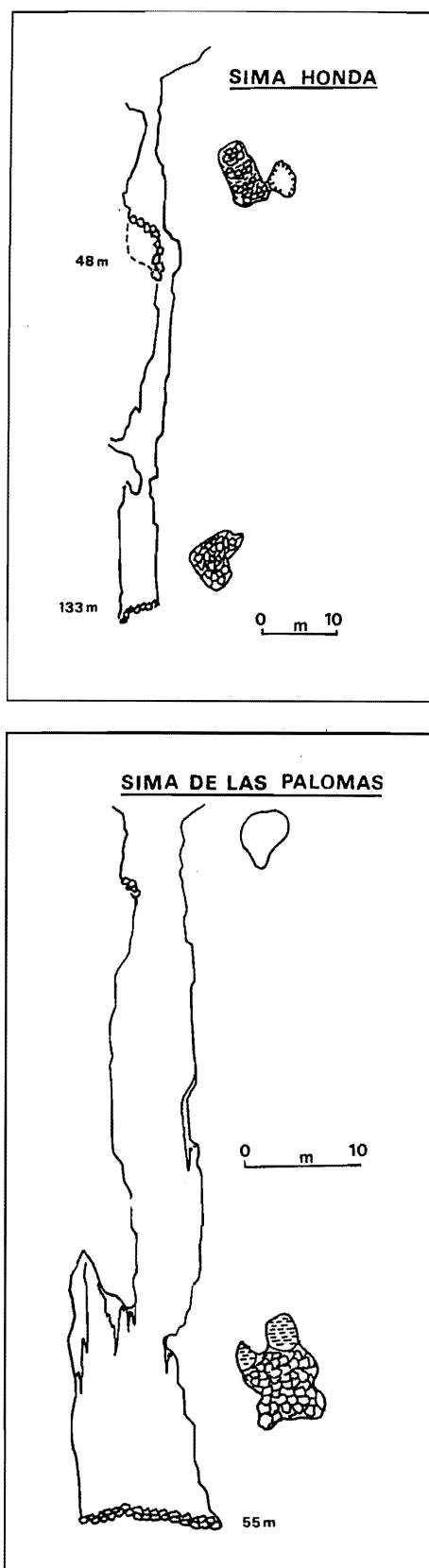


Figure III.114 - Coupe de la Sima Honda et de la Sima de las Palomas : deux exemples de monopuits recoupés par le versant (Sierra de las Nieves)

**Figure III.113 -
Répartition des
cavités recoupées sur
la Sierra de las Nieves**

1 : Escarpement majeur ;
2 : Escarpement de moins
de 100 m ;
3 : Dépression karstique ;
4 : Cavité verticale
recoupée par le versant (1 :
Sima Honda ; 2 : Sima de
los Enamorados ; 3 : Sima
To 33) ;
5 : Cavité horizontale
décapitée (4 : Pico del
Jarro ; 5 : Cerro Alto ; 6 :
Enamorados ; 7 : Puerto
de los Valientes) ;
6 : Ponor perché ;
7 : Pertes actuelles.

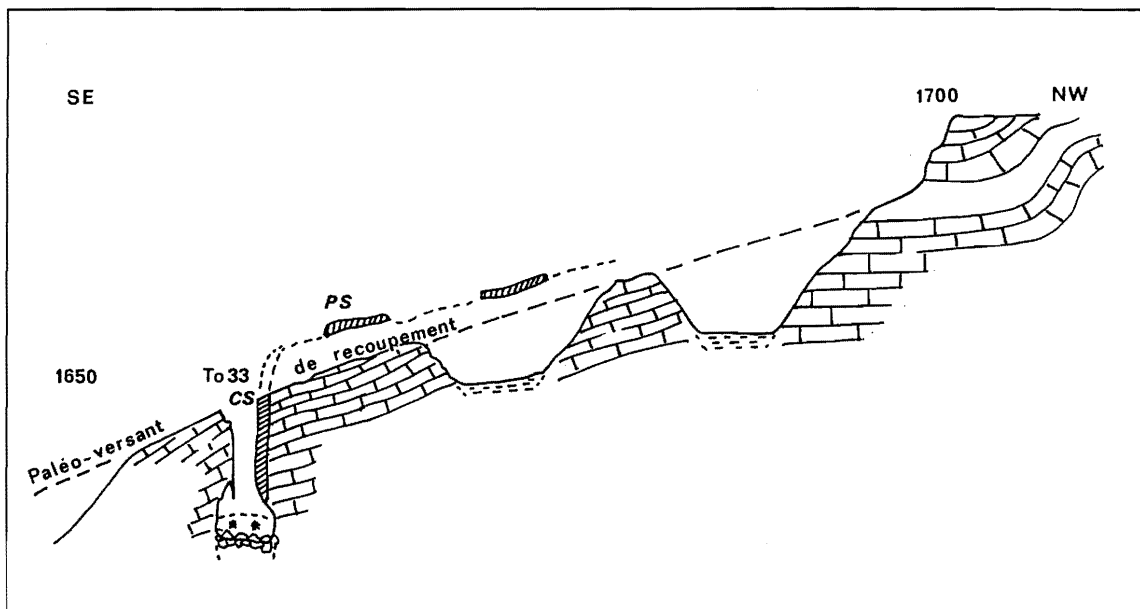
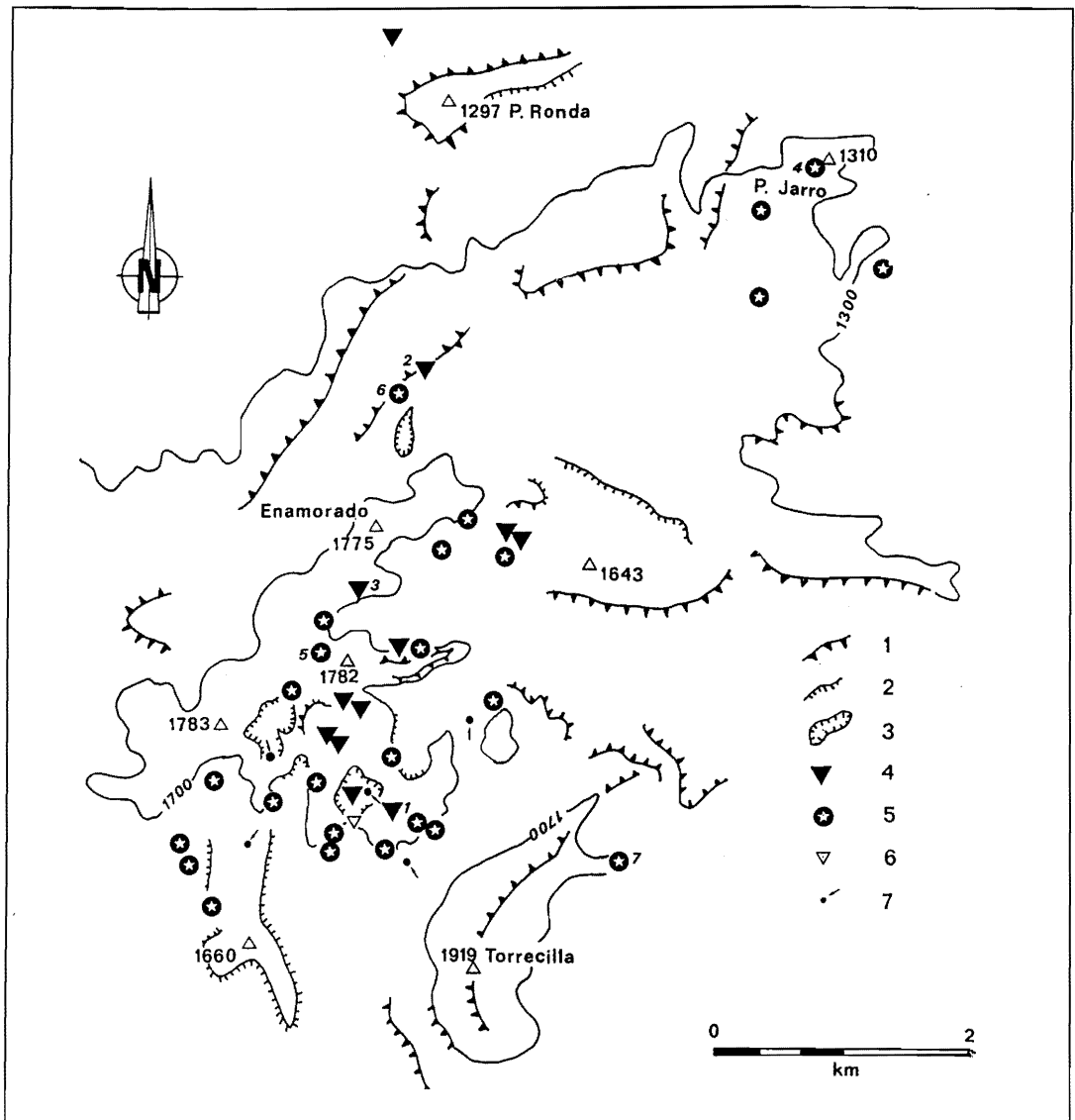


Figure III.115 - La Sima TO 33 et son environnement morphologique actuel (Sierra de las Nieves)
P.S. : Plancher stalagmitique ; C.S. : Coulée stalagmitique

gravelo-argileuses. Des coulées stalagmitiques séniles recouvrent fréquemment les parois de ces puits ; par ailleurs, on rencontre souvent, à proximité des lèvres du puits, des massifs stalagmitiques (Figure III.115).

Ces puits, au nombre d'au moins 15 sur le plateau sommital de las Nieves (carte H.T.), s'ouvrent, en général, soit sur les haut-versants du reliefs à buttes, soit sur les replats suspendus au dessus des vallons en V, soit sur les interfluvies entre ces vallons en V ; en résumé, ils sont toujours hautement perchés au dessus du fond des vallons et des dépressions.

Ces puits correspondent à des tronçons de vieilles cavités verticales qui ont été recoupées par la surface topographique ; les édifices stalagmitiques proches de ces puits sont les témoins résiduels des anciens réseaux souterrains (réseau amont ou latéral).

La morphologie et la disposition d'ensemble de ces cavités rendent compte de l'évolution suivante :

- l'agencement de ces réseaux n'a pu se réaliser qu'en présence d'un potentiel de karstification (gradient hydraulique et énergie hydro-chimique) responsable d'une verticalisation du karst souterrain ;
- ces réseaux ont connu des phases d'incision et des épisodes de dépôts stalagmitiques qui ont recouvert les parois des puits et fossilisé la base des conduits ;
- ces réseaux ont été postérieurement recoupés par les versants régularisés de facture périglaciaire ; ces versants se raccordant aux vallons en V et aux dépressions karstiques. Depuis leur recoupement par la surface topographique, un bon nombre de ces gouffres ont fonctionné en piège à neige durant les épisodes périglaciaires comme le met en valeur les lames de corrosion qui affectent la seule base de ces puits. Durant les hivers actuels, un culot de neige occupe le fond de ces cavités ;
- leur situation systématiquement perchée par rapport aux dépressions karstiques dans lesquelles s'étagent les ponors inactifs et fonctionnels (*supra*), met en valeur l'ancienneté de ces réseaux souterrains.

Ces réseaux souterrains permettent donc de définir une vieille étape de karstification de la *sierra*. Cette étape est, d'une part, contemporaine ou consécutive à la réalisation d'un gradient hydraulique suffisamment important pour entraîner une verticalisation du karst (abaissement du niveau de base et/ou soulèvement du massif ?), et, d'autre part, elle est antérieure au creusement des vallons en V et au développement des poljés actuellement visibles ; l'agencement de ces poljés étant largement anté-Pléistocène moyen (cf. paléo-ponors). Cette vieille phase de karstification souterraine est précédée d'un épisode plus ancien comme en témoigne l'existence de vieux réseaux souterrains totalement éventrés.

2.3.2. Les témoins de vieux réseaux souterrains subhorizontaux

Des éléments d'anciens réseaux souterrains totalement éventrés ou décapités par les ravins et versants ont été découverts sur la Sierra de las Nieves. Ils se manifestent par la présence à la surface du plateau d'édifices stalagmitiques, parfois de grand volume, soit isolés, soit constituant un ensemble pouvant se suivre sur plusieurs dizaines de mètres.

Plus de trente cavités, présentant ces caractères, ont été répertoriées (carte H.T.) ; elles se situent pratiquement toutes autour de 1700 m d'altitude sur le plateau sommital et à moindre altitude vers le NE (Sierra del Pinar).

Les cavités les plus instructives d'un point de vue karstogénique sont celles du Pico del Jarro, du vallon bordant à l'ouest le Cerro Alto, et de la ligne de crête prolongeant au NNE le Tajo de los Enamorados.

Au sommet du Pico del Jarro qui culmine à 1310 m dans la Sierra del Pinar (NE du plateau sommital s.s.), se développe, dans la brèche de la Nava, une série de dolines rocheuses reliées entre-elles par des couloirs (Figure III.116). L'examen de ces dépressions montre que leurs parois ainsi que celles des couloirs sont recouvertes de coulées stalagmitiques et que leur plancher est parsemé de stalagmites en place. De ce fait, on peut rattacher ces dolines à un tronçon sub-horizontale d'une vieille cavité qui après avoir été recoupée par les versants, s'est retrouvée perchée en altitude.

A la tête du petit ravin qui descend le long du versant occidental du Cerro Alto pour rejoindre le vallon suspendu de las Carnicerías, se remarque une rupture de pente de près de cinq mètres au pied de laquelle se développe une petite doline (1720 m) (Figures III.113 et III.117). Ce petit abrupt est recouvert par une formation stalagmitique qui a été déposée par un ruisseau cascade ; tant à l'amont qu'à l'aval de cette cascade stalagmitique, on retrouve des dépôts stalagmitiques (filons, dômes et stalagmites). Ces différents éléments appartenant à un même système nous ont permis de retracer l'agencement de cette ancienne cavité au développement sub-horizontale et dépendante d'un accident de direction SW-NE. Cette paléo-cavité a été postérieurement recoupée par le ravin contemporain des phases d'incision fluviale de la *sierra*. Cette cavité apparaît également antérieure à l'agencement des dépressions fermées qui se développent à la tête-amont du ravin, étant donné qu'on retrouve dans le plancher de celles-ci les parois concrétionnées des anciens conduits souterrains.

L'exemple le plus frappant se situe sur la ligne de crête prolongeant au NNE le Tajo de los Enamorados, qui domine l'escarpement de chevauchement et la Cuesta del Gazpacho. Sur cette ligne de crête, se disposent, sur

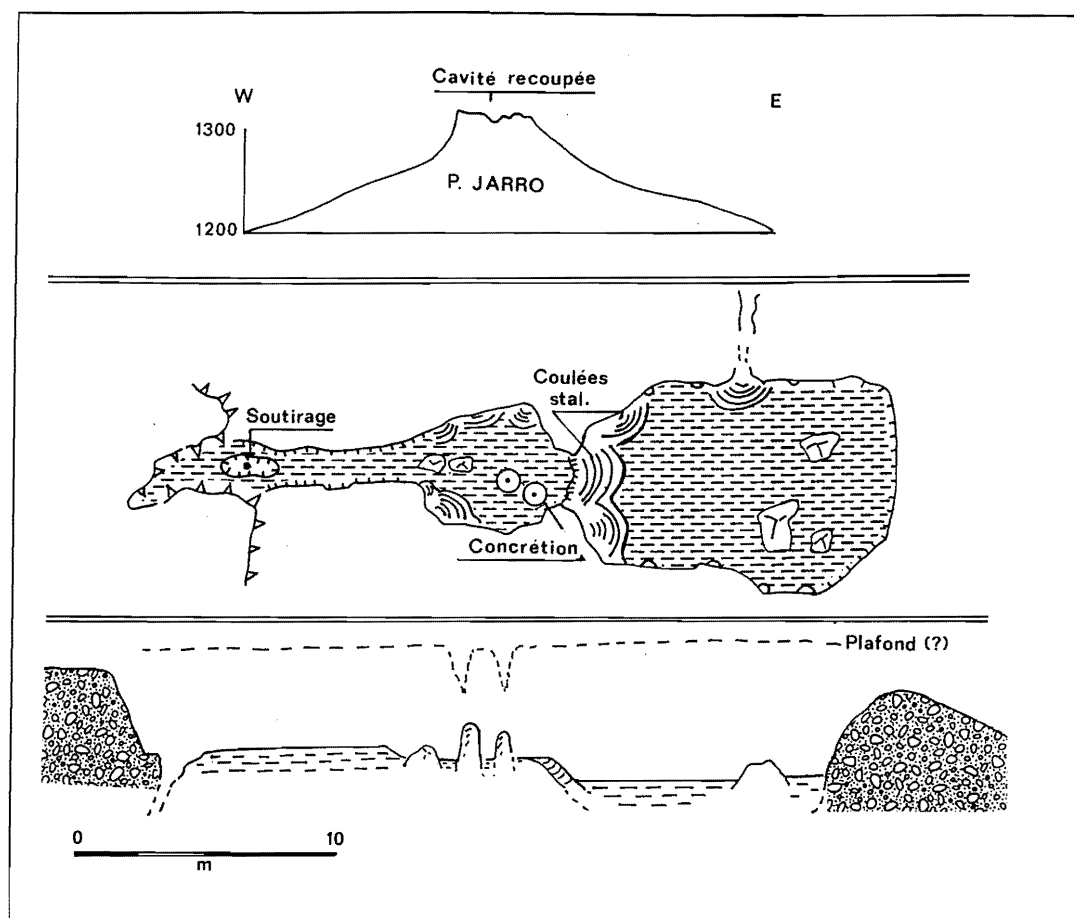


Figure III.116 - Situation et reconstitution schématique de la cavité décapitée del Pico de Jarro (Sierra de las Nieves)

plusieurs dizaines de mètres, de volumineux édifices stalagmitiques (plusieurs m³) qui appartiennent à une même paléo-cavité (1670 m) (Figure III.118). Leur position actuelle à l'air libre suppose le décapage d'un puissant volume rocheux. En effet, dans son contexte actuel, ce paléo-réseau souterrain permet de mettre en évidence une importante inversion de relief (Figure III.119). Celle-ci a, vraisemblablement, été provoquée par le creusement des profondes gorges des Cuestas del Gazpacho et de los Hornillos. La première a entraîné, au NW, le recul de l'escarpement de chevauchement et la seconde est responsable, au SE, d'un enfoncement du karst puis d'entailles torrentielles ; on remarque, en effet, au SE et en contrebas de la paléo-cavité, l'existence d'un petit poljé qui a été postérieurement éventré par la tête-amont de l'arroyo de los Hornillos.

Cette cavité peut-être considérée comme le témoin d'une vieille phase de karstification antérieure, soit à l'abaissement du niveau de base marin, soit au soulèvement d'ensemble de la *serranía* qui ont pu être l'un comme l'autre le moteur responsable de l'enfoncement du réseau hydrographique et de la verticalisation de la karstification souterraine. Cette cavité montre, d'ailleurs, un début d'adaptation à de nouvelles conditions de karstification en la présence de deux puits verticaux (Figure III.118). Ces puits, perchés au dessus du poljé, apparaissent antérieurs à la phase d'évolution karstique à l'origine de cette dépression ; ils ont été

postérieurement recoupés par la surface topographique : l'un d'eux se situe sur la ligne de crête et le second s'ouvre dans la partie sommitale de l'escarpement de chevauchement. L'éboulis qui tapisse le haut de cet escarpement, est particulièrement riche en débris stalagmitiques provenant de la destruction et du recouplement de cette paléo-cavité.

On retrouve un cas exactement similaire sur la ligne de crête orientale du Puerto de los Valientes qui prolonge au nord le crêt de la Torrecilla (1720 m).

2.3.3. Les apports morphogéniques des cavités recoupées

La découverte, le repérage et l'étude des paléo-cavités recoupées de las Nieves nous ont permis de révéler l'existence de vieilles phases de karstification. On distingue au moins deux grandes étapes :

- Une première phase de karstification, antérieure à l'existence d'un important gradient hydraulique ; elle se caractérise par l'agencement de réseaux sub-horizontaux se situant pratiquement tous à un même niveau altimétrique (± 1700 m sur le plateau sommital). Si on compare la répartition de ces cavités et la distribution des principaux accidents tectoniques (Figure III.120), on constate que ces paléo-cavités s'agencent essentiellement en fonction de deux directions qui correspondent aux axes 1 et 2 (NW-SE et NE-SW). On peut déduire de cette

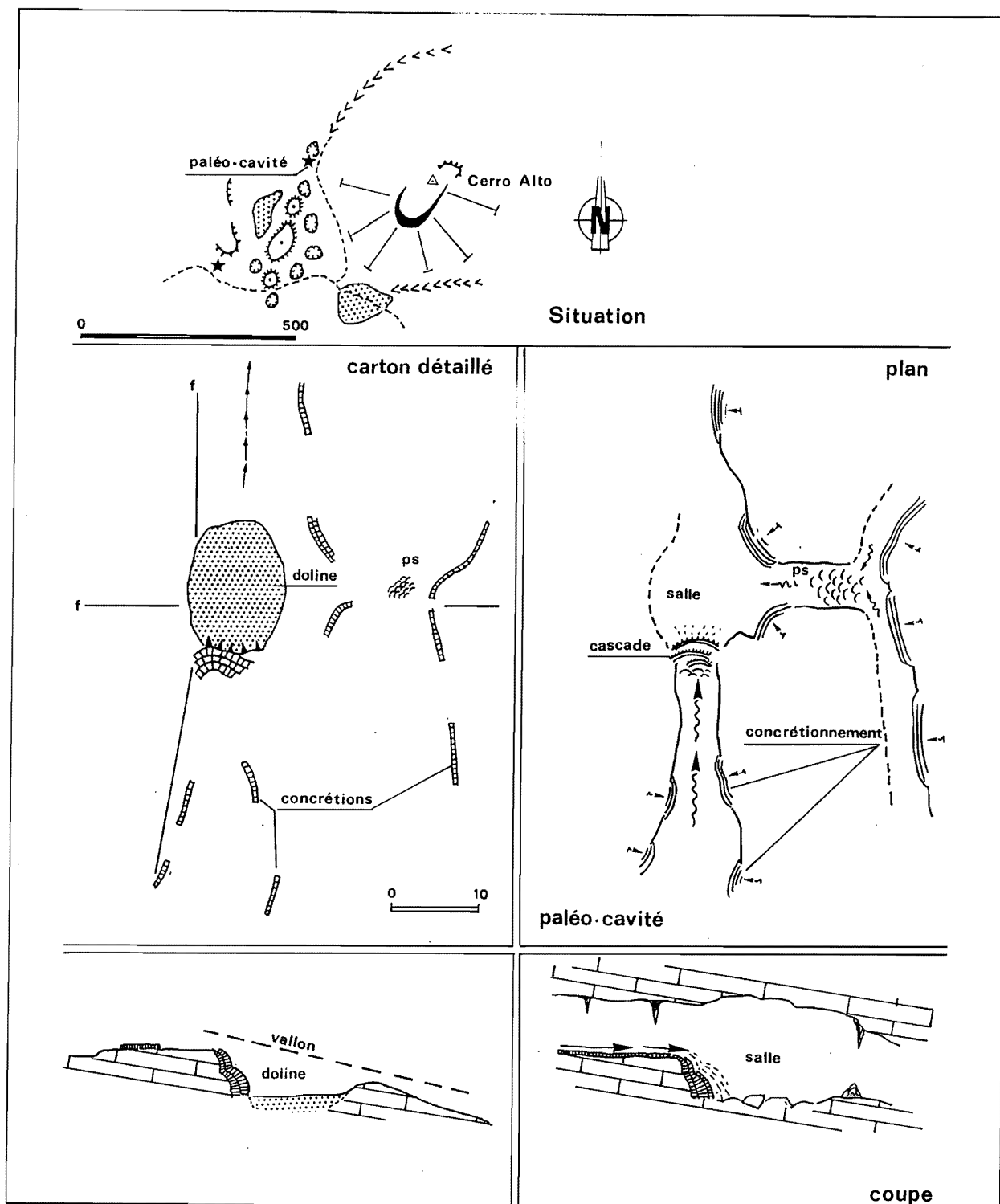


Figure III.117 - Situation, topographie et reconstitution schématique de la cavité recoupée par le vallon del Cerro Alto (Sierra de las Nieves)

observation deux hypothèses : soit, les axes 3, 4, et 5 sont sans incidence sur la karstification souterraine ; soit, ces axes sont postérieurs au creusement de ces cavités. Si on confronte cette répartition avec celle des phénomènes souterrains plus récents comme la Sima GESM, on relève que l'axe 5 qui n'influence guère les paléo-cavités, joue

un rôle important dans l'organisation des cavités plus récentes ; or, cet axe 5, d'orientation subméridienne est rattaché aux accidents contemporains de la tectonique distensive et du soulèvement généralisé de la *serranía* (*supra* : Introduction générale ; J. Bourgois, 1981). Ce constat permet de suggérer un agencement de ces paléo-

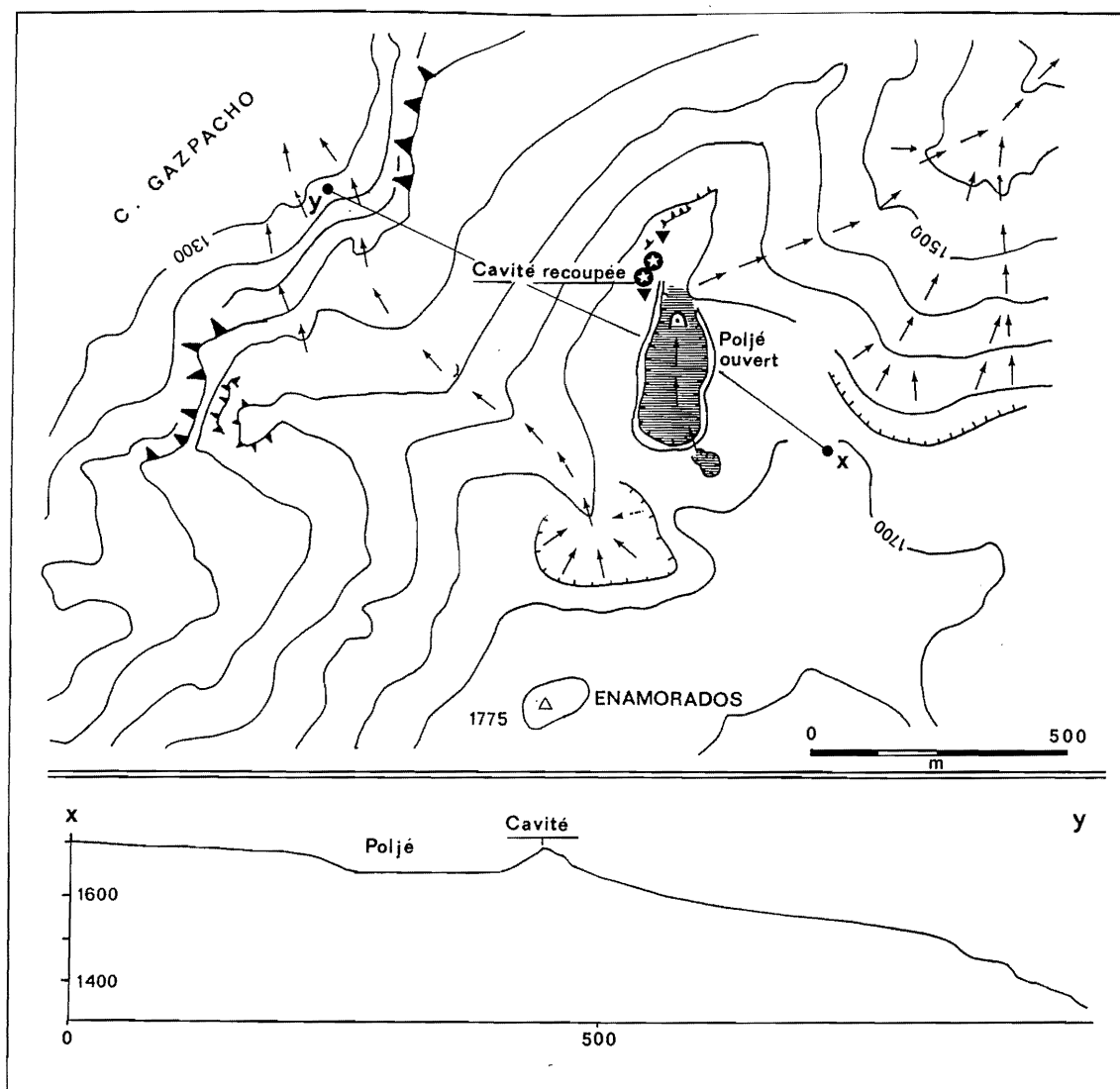


Figure III.118 - Situation de la cavité décapitée de los Enamorados dans son contexte morphologique actuel (Sierra de las Nieves)

cavités antérieur à cette phase distensive qui a débuté à la charnière mio-pliocène et s'est prolongé jusqu'au Pléistocène inclus. Ces réseaux ont été postérieurement recoupés par l'enfoncement du réseau hydrographique et du karst superficiel.

- Une seconde phase de karstification contemporaine et/ou consécutive du développement du potentiel de karstification commandé, soit par l'abaissement du niveau de base marin méditerranéen ("crise messinienne"), soit par le soulèvement d'ensemble de la Dorsale. Cette nouvelle étape se caractérise, en effet, par des cavités au développement vertical. Il est plus délicat de commenter le rapport entre ce type de cavité et les axes de fracturation : elles sont généralement agencées en fonction des axes 1 et 2 et exceptionnellement en fonction de l'axe 5. Quoi qu'il en soit, ces réseaux, de par leur situation toujours perchée par rapport aux vallons en V et aux dépressions karstiques, sont assurément antérieurs aux phases

d'enfoncement du réseau hydrographique et du karst superficiel. La présence de certaines de ces cavités sur le replat des entailles fluviales rend compte d'un agencement postérieur au façonnement des vallons en U et antérieur à l'incision des vallons en V.

2.4. La contribution morphogénique de l'endokarst de las Nieves

L'étude de l'endokarst et des paléo-cavités de la Sierra de las Nieves a permis de discerner différentes phases de karstification.

La *sierra* a, tout d'abord, connu une vieille phase de karstification, vraisemblablement, antérieure à la crise messinienne et au soulèvement d'ensemble de la *serranía* qui a débuté à la charnière mio-pliocène. Les témoins de cet ancien épisode correspondent aux vieux réseaux éventrés par la surface topographique. La subégalté altitudinale de ces paléo-cavités et leur développement

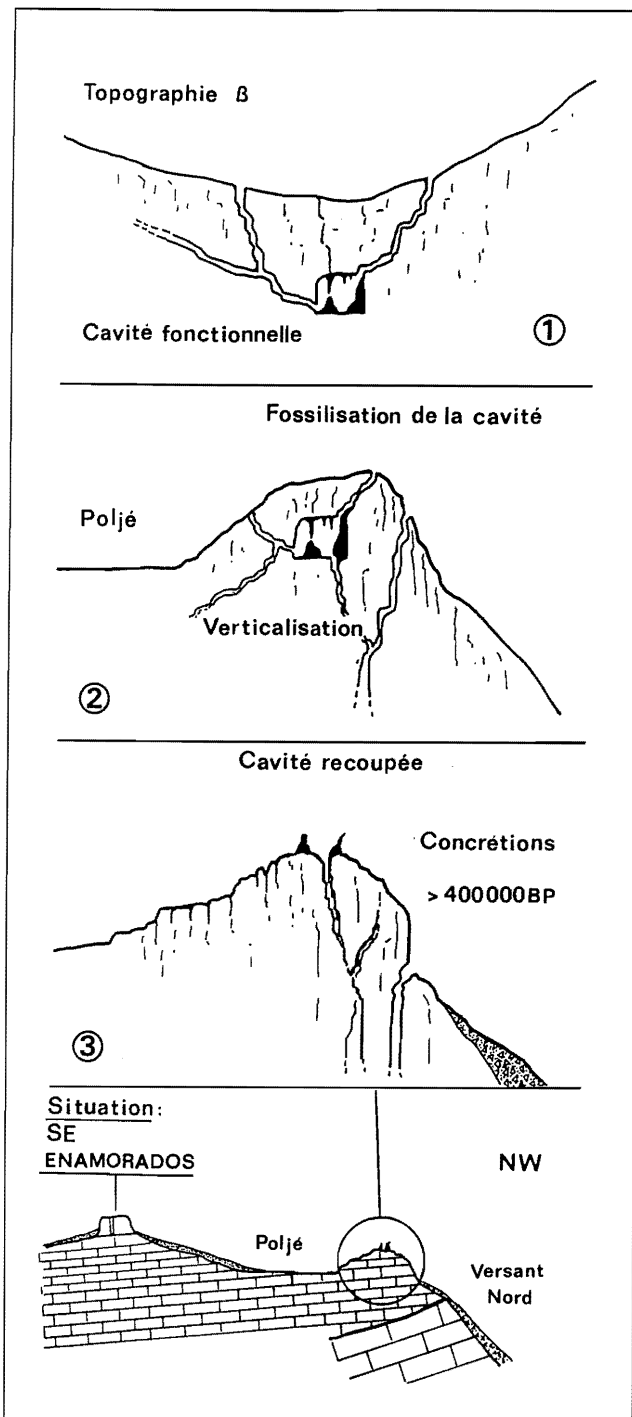


Figure III.119 - Évolution schématique de la cavité décapitée de los Enamorados : un exemple étonnant d'inversion de relief (Sierra de las Nieves)

sub-horizontale suggère une phase de karstification souterraine en présence d'un faible gradient hydraulique et, implicitement, d'un niveau piézométrique peu profond. Si on se réfère au canevas morphogénique proposé à partir de l'étude du modelé superficiel, on retrouve, ici, des conditions paléogéographiques similaires à celles proposées pour l'agencement "initial" du relief à buttes entrecoupées d'amples vallons en U (antérieur à

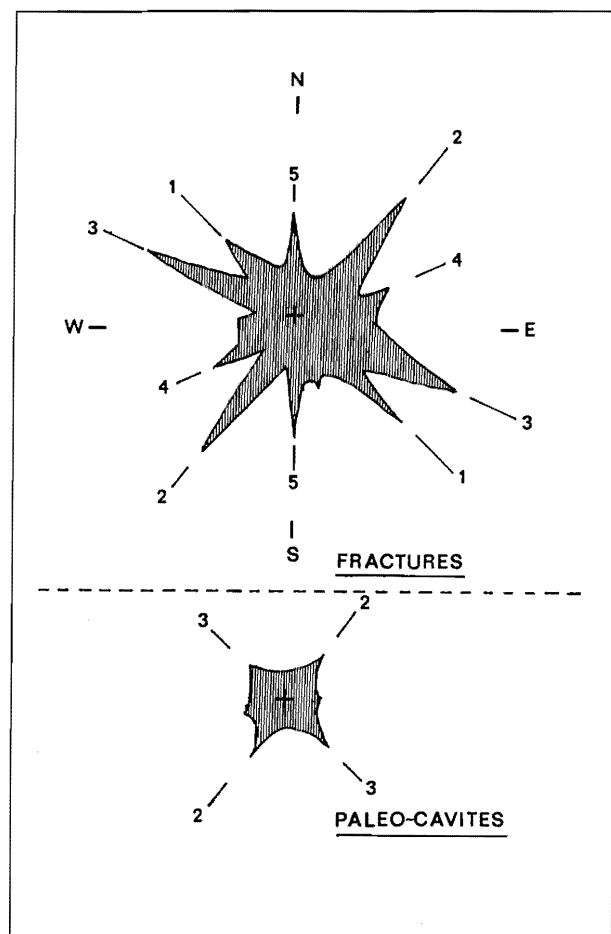


Figure III.120 - Orientation comparative de la fracturation et du développement des paléocavités de la Sierra de las Nieves

l'exhaussement et au basculement de la sierra).

La sierra a connu une nouvelle phase de karstification souterraine qui s'est caractérisée par le développement de cavités verticales. Cette phase de karstification a dû être vigoureuse si on se réfère à la verticalité et à la relative profondeur des cavités d'alors (cf.: *simas* Honda et de los Enamorados...). Cette nouvelle organisation de l'endokarst suppose l'existence de nouvelles conditions paléogéographiques et notamment d'un fort gradient hydraulique. Celui-ci a pu être provoqué, soit par un abaissement du niveau de base régional ("crise messinienne" en Méditerranée), soit par la surrection d'ensemble des zones internes bétiques. La présence de ces réseaux verticaux tant sur le versant nord-occidental, dépendant du bassin de Ronda, que sur le versant méditerranéen accréderait plus l'influence du soulèvement généralisé de la *serranía* que l'effet de la "crise messinienne" qui est restée limitée à la seule mer d'Alboran, sauf si dès cette période le karst était déjà influencé par le niveau de base méditerranéen. Quel que soit le moteur, ces paléo-cavités verticales sont les témoins d'un vieil épisode de karstification antérieur aux phases d'enfoncement du karst superficiel et du réseau



Photo 39 - Retombée sud-orientale de la Sierra de las Nieves (río Horcajos). On relève bien la différence lithologique entre la Sierra de las Nieves (Dorsale bétique carbonatée) et la Sierra de Tolox (péridotites de la nappe alpujarride entaillées par les ravines). Dans le talweg de la vallée du río Horcajos (en bas de la photo), se sont déposés des travertins alimentés par des sources situées le long du contact Dorsale/Nappe alpujarride (les sources del Piconcillo) : les travertins de Tolox (cf. Figure III. 124).

Photo J.J. Delannoy

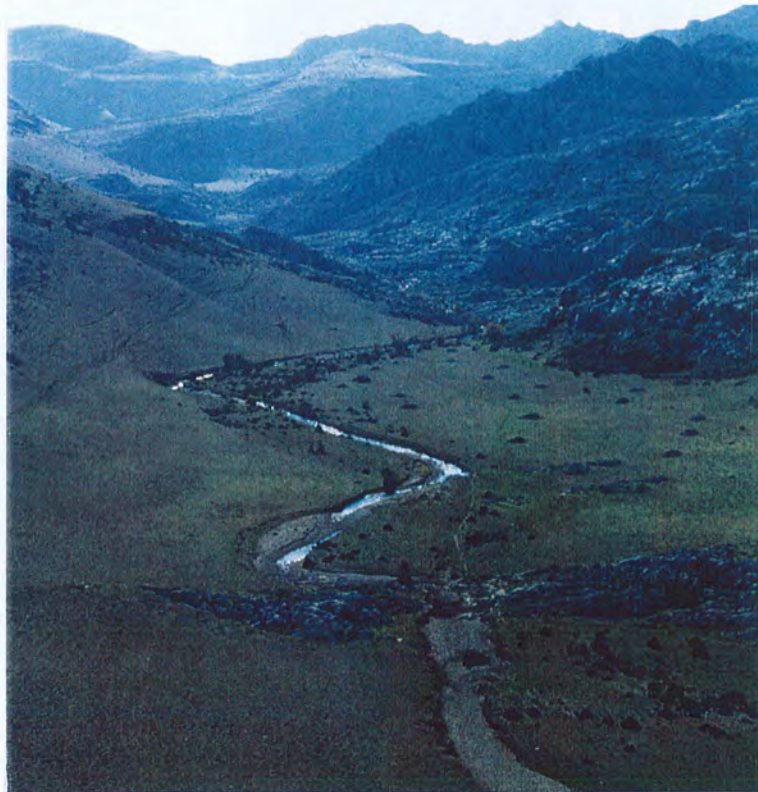


Photo 40 - Le "piémont" septentrional de la Sierra de las Nieves : la Sierra de los Arcos. Ce piémont contrairement au rebord SE de la sierra est peu entaillé. Ici le río del Sabinal se perd au contact d'un affleurement carbonaté (cf. Figure III. 123).

Photo J.J. Delannoy



Photo 37 - La Sima Honda (Sierra de las Nieves, Serranía de Ronda) qui s'ouvre sur le rebord du paléo-poljé de los Hoyos del Pilar, est un bon exemple de monopuits, contemporain d'une première phase de verticalisation endokarstique, qui a été postérieurement recoupé par la surface topographique. On relève le caractère lité des assises éo-jurassiques de la Dorsale Bétique (cf. Figure III. 114).

Photo J.J. Delannoy

Photo 38 - "Doline" d'entrée de la Sima G.E.S.M. (Sierra de las Nieves, Serranía de Ronda). Cette *sima* de 1100 m de profondeur correspond à un paléogouffre d'absorption de la dépression del Pilar. La doline d'entrée est aujourd'hui perchée au dessus du fond de cette dépression. A droite de la photo, on devine une entaille. Cette entaille correspond à un ancien méandre souterrain contenant des planchers stalagmitiques datés de 210 000 B.P. (cf. Figures III. 109 et 112).

Photo J.L. Guendon



hydrographique de surface, comme le souligne leur position perchée au dessus des paléo-poljés et des vallons en V.

C'est au niveau de ces dépressions qu'on rencontre les cavités les plus récentes. La Sima GESM, la plus importante d'entre-elles, rend compte de l'existence d'un karst souterrain vertical bien structuré, dont le creusement n'a pu se réaliser qu'en présence d'un puissant gradient hydraulique et d'un fort potentiel hydro-chimique. La datation des spéléothèmes permet de savoir que l'essentiel du creusement de cette cavité était réalisé bien avant la mi-Pléistocène moyen (210 000 B.P.). Ces données signifient que, d'une part, le développement du gradient hydraulique responsable de la verticalisation du karst souterrain et, d'autre part, les conditions morphodynamiques ayant entraîné l'enfoncement du réseau hydrographique et l'agencement du karst superficiel (poljés) seraient, pour l'essentiel, antérieurs au Pléistocène moyen. Ces conditions pourraient être contemporaines ou consécutives du mouvement de surrection fini-pliocène qui a porté en altitude les dépôts marins néogènes de la Hoya de Málaga (*supra* : Introduction générale).

Lors de la seconde moitié du Pléistocène moyen et durant le Pléistocène récent, nous avons pu mettre en valeur un enfoncement des dépressions karstiques qui a eu pour effet de percher les paléo-ponors, comme la Sima GESM. Cette évolution du karst tant en surface (emboîtement des dolines) qu'en profondeur (surcreusement des galeries) a été déclenchée, en présence d'un fort gradient hydraulique, par l'énergie hydro-chimique fournie par les épisodes froids pléistocènes.

L'étude des pertes actives et des cavités de soutirage nous a permis de mettre en évidence un épisode de colmatage quasi-général des cavités situées sur les bas-versants régularisés. Ce colmatage, causé par la solifluxion des formations colluviales argilo-siliceuses, a été rapporté au fini et/ou tardi-Pléistocène supérieur.

L'érosion et l'incision des formations superficielles, déclenchées par les activités anthropiques (*infra*), est à l'origine du débouillage actuel du karst qui se caractérise par la multiplication des cavités de soutirage et la réactivation des paléo-pertes. Actuellement, la quasi-totalité du drainage du plateau sommital de las Nieves s'effectue par l'intermédiaire des différentes générations de cavités.

Ce schéma évolutif du karst de las Nieves doit être maintenant confronté à l'évolution du modelé superficiel du plateau sommital et des piémonts de la Sierra de las Nieves.

3. LES CARACTERES MORPHOLOGIQUES DES "PIÉMONT" DE LA SIERRA DE LAS NIEVES

Les piémonts de la Sierra de las Nieves se subdivisent en deux grands domaines morphogéniques :

- les piémonts W et NW qui présentent un modelé d'ensemble peu disséqué rappelant la topographie à buttes du plateau sommital de las Nieves ;
- les retombées E et S, dont les reliefs accidentés et profondément incisés contrastent avec la région sommitale de las Nieves. C'est sur ces retombées, dans les talwegs des rivières méditerranéennes, que sourdent les exutoires karstiques de las Nieves.

3.1. Le "piémont" nord-occidental

On distingue deux ensembles sur cette retombée :

- les Llanos de la Nava, en contrebas de l'escarpement de faille de las Turquillas-río Verde ;
- les *sierras* pénibétiques de los Arcos et de la Hidalga, au pied de l'escarpement de chevauchement "frontal".

3.1.1. Le transect Llanos de la Nava-bassin de Ronda

Le piémont qui se développe au pied occidental de la Sierra de las Nieves, se caractérise par une vaste dépression karstique, les Llanos de la Nava, et par un enchaînement de paysages différenciés en direction du bassin de Ronda.

3.1.1.1. Description et évolution des Llanos de la Nava

Directement au pied occidental de la *sierra*, se développe une vaste dépression, longue de 4,5 km pour 1,5 km de large, de direction SW-NE : les Llanos de la Nava (1050 m). Cette dépression qui se loge au coeur de la structure synclinale de las Nieves-Nava, où affleure amplement la brèche de la Nava (*supra* : Chapitre 1), correspond à un semi-poljé (R. Lhénaff, 1977, 1986 ; J.J. Delannoy, 1984).

Cette vaste dépression est perchée (1050 m) au dessus du bassin de Ronda (700 m), de la dépression du río Genal (600 m) et de l'amont de la vallée du río Verde (700 m), et se situe dans la zone de partage des eaux entre le río Guadiaro (bassin de Ronda), et les ríos Genal et Verde directement dépendants de la Méditerranée.

Le semi-poljé de la Nava présente un double drainage (Figure III.121) :

- un drainage tourné vers le karst dont l'exutoire est le *manantial* d'Iguatera (*supra* : Chapitre 1. 2.) ; les points d'absorption les plus importants du semi-poljé sont les ponors situés à l'E du Cortijo de la Nava et à l'E du Cortijo de las Carboneras, ainsi que des dolines d'absorption à proximité des *cortijos* de las Carboneras et de las Conejeras ;
- un drainage superficiel temporaire. Celui-ci s'organise essentiellement en direction du bassin de Ronda : l'arroyo de las Carboneras recoupe transversalement la bordure septentrionale du semi-poljé (Navaza-Sardina) puis la Sierra de la Hidalga et rejoint le bassin de Ronda (río Guadiaro). Par ailleurs, l'arroyo

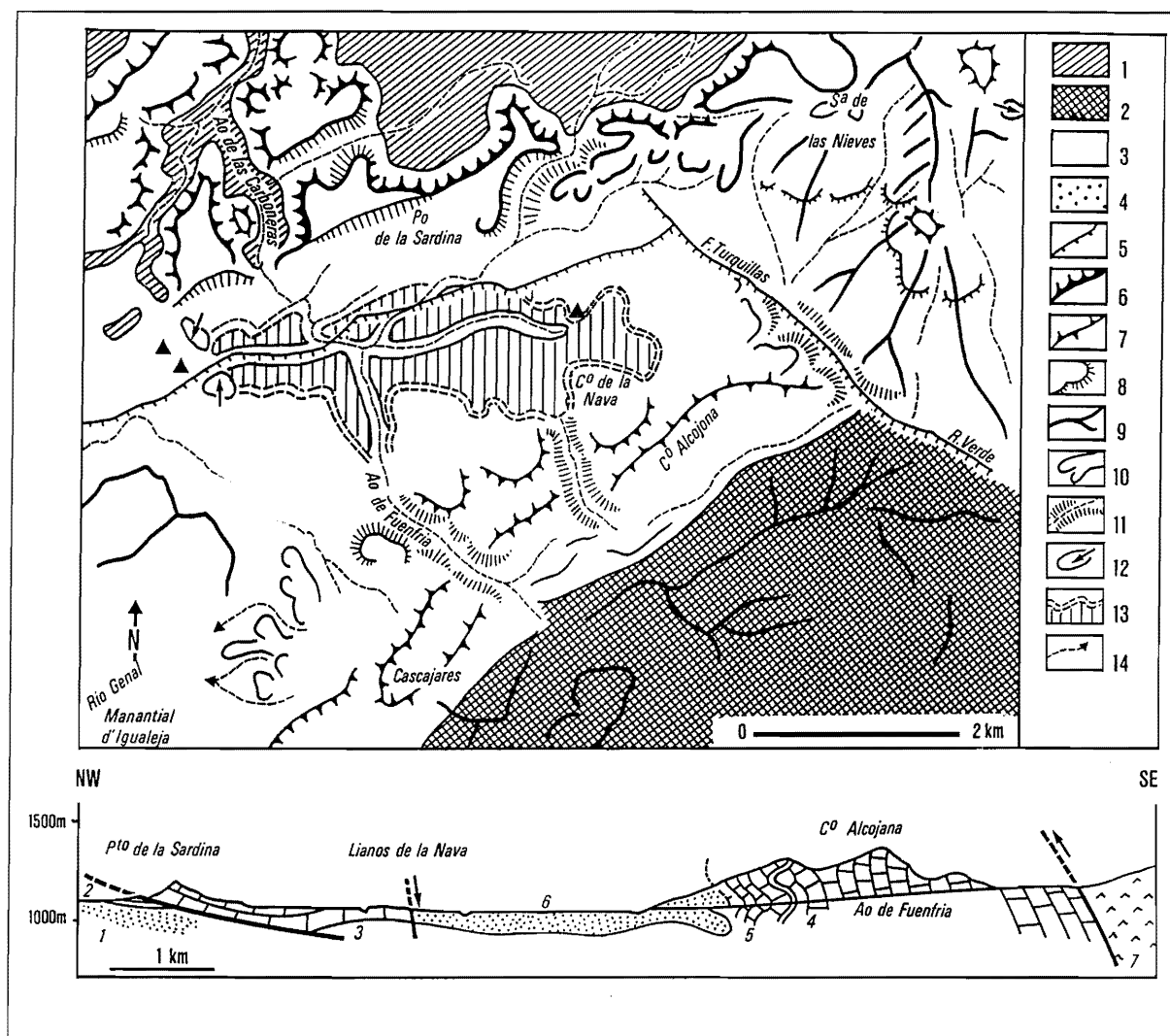


Figure III.121 - Le semi-poljé des Llanos de la Nava

1 : Zone externe ; 2 : Péridotites alpujarrides ; 3 : Dorsale bétique ; 4 : Brèche de la Nava ; 5 : Faille et chevauchement ; 6 : Escarpement de chevauchement ; 7 : Crêt et barre ; 8 : Escarpement d'érosion ; 9 : Crête de recoupement des versants ; 10 : Croupe ; 11 : Gorges ; 12 : Dolines ; 13 : Plancher karstique et hum ; 14 : Ponor.

D'après R. Lhénaff, 1977.

temporaire de la Higuera incise la retombée occidentale de la dépression; sur cette bordure, le poljé domine la dépression creusée par le río Genal dans le matériel alpujarride.

Deux hypothèses sont envisageables pour définir la mise en place de ce double drainage. La première suppose un fonctionnement karstique du poljé qui aurait été postérieurement éventré par l'arroyo de las Carboneras (R. Lhénaff, 1977). La seconde suppose un recoupement par le karst d'un réseau hydrographique initialement tourné vers la bassin de Ronda.

Plusieurs faits semblent privilégier la seconde hypothèse. Tout d'abord, si on prend en compte l'ensemble du transect Llanos de la Nava-bassin de Ronda, on remarque l'existence d'un aplanissement généralisé qui recoupe indistinctement le synclinal couché de la Nava, les écaillles de l'unité de los Enamorados

(Tajo de Pompeya) et les assises pénibétiques. Cet aplanissement que nous rattachons à la surface fondamentale miocène, a été nettement basculée en direction du bassin de Ronda, vraisemblablement lors du soulèvement d'ensemble bétique (charnière mio-pliocène) qui a été plus important dans les zones internes qu'externes. Du fait de cet abaissement régulier et progressif de la surface vers le N et, d'autre part, de l'étendue des affleurements crétacés pénibétiques (marno-calcaires) sur cette transversale, on peut envisager la mise en place d'un écoulement de surface en direction du bassin de Ronda. Ce réseau hydrographique initial, au fur et à mesure du basculement, a ouvert, auprès du front de chevauchement, la demi-fenêtre de los Bolleteros, puis s'est encaissé dans les assises les moins résistantes (marno-calcaires crétacés). C'est cette demi-fenêtre qu'emprunte la vallée de l'arroyo de las Carboneras.

L'incision plus vigoureuse des ríos méditerranéens (*ríos Genal et Verde*), due à la proximité du niveau de base marin et à la nature lithologique du matériel entaillé (péridotites, micaschistes et schistes alpujarrides et malaguides), a vraisemblablement contrarié cet agencement hydrographique initial vers le bassin de Ronda et favorisé le fonctionnement du karst de la Nava (mise en place d'un gradient hydraulique). Rappelons que l'organisation hydrogéologique de la Nava s'effectue essentiellement vers l'émergence d'Igualaja qui, malgré ses quelques 300 m de potentiel de karstification, possède le plus important gradient hydraulique local. D'ailleurs, ce modeste gradient associé, à la fois, au comportement hydrogéologique de la brèche de la Nava (matériel peu fissuré et dolomitisé) et à la présence à faible profondeur de la semelle de chevauchement qui fonctionne comme un niveau imperméable, n'a guère favorisé l'agencement d'un système karstique très évolué. Ce modeste degré d'évolution du système de la Nava se traduit, particulièrement en période de hautes eaux, par la rapide saturation du karst qui entraîne l'inondation temporaire du fond de la dépression ; nappe d'inondation qui est favorable à l'aplanissement karstique et à l'extension latérale de la dépression. Ce fonctionnement karstique des Llanos de la Nava doit être ancien si on se réfère à l'existence, sur le pourtour de la dépression, d'une banquette de corrosion (paléo-plancher karstique) qui est perchée au dessus du fond actuel des *llanos* et sur laquelle s'ouvrent les paléo-ponors du poljé (à l'E du Cortijo de la Nava). Cette banquette perchée rend, par ailleurs, compte d'un épisode d'enfoncement qui s'est marqué, soit par l'emboîtement du poljé actuel et des dolines périphériques, soit par l'incision, sur sa bordure occidentale, de vallons (*arroyos* de la Higuera et de los Lobos). Le poljé actuel se limite, en effet, à la zone centrale des *llanos* où se situent les ponors fonctionnels ; ces ponors absorbent les eaux des *arroyos* temporaires de la Fuenfria et de las Carboneras-amont. Néanmoins, comme nous venons de le signaler le karst s'engorge rapidement lors des très hautes eaux ; très exceptionnellement, la nappe d'inondation du poljé se déverse dans la vallée-aval de l'arroyo de las Carboneras qui connaît alors ses seules périodes de fonctionnement hydrologique. Cette quasi-absence d'écoulements de la Nava, via la vallée de las Carboneras, souligne le caractère hérité de cet axe de drainage superficiel.

Par ailleurs, plusieurs faits ne sont pas en faveur de l'hypothèse d'un fonctionnement karstique du poljé ayant été postérieurement ouvert par l'arroyo de las Carboneras. Tout d'abord, l'incision de l'arroyo de las Carboneras qui recoupe profondément (une centaine de mètres) les reliefs limitant au nord la dépression, n'a pu se réaliser qu'en présence d'un flux hydraulique provenant du semi-poljé. Un tel flux n'a pu se développer qu'en l'absence d'un système karstique structuré tel celui qui conduit actuellement les eaux du poljé vers le *manantial*

d'Igualera ou, voire, en présence d'un blocage du système. Par ailleurs, on relève, 1,5 km en amont de l'arroyo de las Carboneras, l'existence d'un profond goulet (arroyo de la Fuenfria) qui recoupe le flanc inverse fortement redressé du synclinal couché (reliefs de l'Alcojona-Cascajares). Or, si un tel torrent a eu l'énergie nécessaire pour recouper transversalement cette barre de marbres et de dolomies, on peut s'étonner qu'il n'est pas incisé vers l'aval le plancher du poljé (brèches de la Nava) pour rejoindre la proche "gorge" de las Carboneras. Au contraire, on constate qu'au débouché de ce goulet, l'arroyo de Fuenfria se perd dans le poljé de la Nava. Ces quelques observations semblent indiquer qu'on a ici un net recoupement par le plancher du poljé (aplanissement karstique) d'un réseau hydrographique initial d'orientation sud-nord (Fuenfria-Carboneras) dépendant du bassin de Ronda. Ce qui signifie l'antériorité de ce réseau de surface par rapport au fonctionnement karstique du poljé de la Nava ou, autrement dit, la capture et la désorganisation par le karst de cet ancien réseau hydrographique.

Il apparaît donc que les Llanos de la Nava se caractérisent par une longue histoire morphologique commandée successivement par le proche bassin de Ronda puis par la proximité de la Méditerranée ; enchaînement qui s'est traduit, dans un premier temps, par la mise en place d'un réseau hydrographique de surface tourné vers le bassin de Ronda, puis par un développement karstique commandé par le río méditerranéen Genal. Cette évolution karstique des Llanos de la Nava s'est donc réalisée au dépens du drainage superficiel et, indirectement, du bassin de Ronda. Le réseau hydrographique initial peut être ici relié, soit à une antécédence commandée par le proche niveau marin miocène du bassin de Ronda, soit à une surimposition de ce réseau hydrographique sur la "surface fondamentale messinienne" (R. Lhénaff, 1971) basculée vers le nord, en direction du bassin de Ronda (mouvements post-messinien). La mise en place du drainage karstique de la Nava a été, pour sa part, provoquée par l'incision et la suprématie du río Genal directement dépendant de la Méditerranée (création d'un gradient hydraulique). Cette suprématie peut trouver une explication lorsqu'on sait que les mouvements tectoniques qui ont porté le Pliocène marin de la Hoya de Málaga à près de 650 m, ont contribué à l'accélération du creusement fluvial méditerranéen, alors que c'est seulement durant cette même période que le réseau hydrographique du bassin de Ronda commence à inciser le matériel molassique miocène (*supra* : Serranía de Grazalema, Chapitre 3, 3.).

3.1.1.2. La toposéquence Llanos de la Nava-bassin de Ronda

Le canevas d'évolution des Llanos de la Nava est appuyé par la toposéquence qui depuis le pied de la Sierra de las Nieves (1200 m) jusqu'au bassin de Ronda (700 m)

met en évidence l'enchaînement de paysages suivant (J.J. Delannoy et J.L. Guendon, 1986, 1987)(Figure III.122) :

- nous ne reviendrons pas sur le paysage des Llanos de la Nava caractérisé par l'agencement d'un vaste semi-poljé lié à la prépondérance des phénomènes karstiques. Le paysage passe au NW (Sierra de Oreganal, 1100 m) à un relief de buttes arrondies séparées de vallons secs, rappelant la physionomie d'ensemble du plateau sommital. On observe dans ces larges vallons le reste d'une couverture d'altération. Sur les reliefs, cette couverture plus disparate ne subsiste qu'entre les chicots calcaires ou dolomitiques ;

- sur la retombée nord-occidentale de la Sierra de Oreganal (900-800 mètres d'altitude), la couverture d'altération pédologique devient pratiquement continue et ne laisse affleurer que de rares lapiés émoussés au sommet du relief colinéaire qui a tendance à s'estomper au fur et à mesure de la descente vers le bassin de Ronda ;

- enfin, dans le bassin de Ronda (700 m), le paysage se caractérise par de vastes surfaces tabulaires, le plus souvent d'aplanissement (*supra* : Serranía de Grazalema, Chapitre 3 et 5), qui ont été dans l'ensemble peu démantelées depuis leur agencement. Les entonnoirs de dissolution qui affectent ces tables, contiennent également des résidus d'altération argilo-quartzeux rouges.

De cette rapide présentation, on remarque, tout d'abord, qu'aussi bien sur les formations miocènes que sur les assises pénibétiques et de la Dorsale se développe une couverture d'altération pédologique qui est de moins en moins continue au fur et à mesure qu'on s'élève vers las Nieves ; cette discontinuité de la couverture peut être corrélée avec l'accentuation de l'érosion en fonction de l'altitude. On note, d'autre part, qu'après les surfaces d'aplanissement peu retouchées du bassin de Ronda, se développe dans les assises carbonatées un relief d'ensemble à buttes où les morphologies karstiques deviennent de plus en plus développées avec l'altitude. Cette distribution des paysages pourrait être considérée comme une séquence évolutive, représentant les différentes étapes du paysage de las Nieves. En effet, cette évolution différenciée amont-aval serait fonction du degré de la surrection de chaque compartiment liée au basculement de la surface fondamentale. Tandis que les zones les plus basses montreraient des stades précoces de l'évolution morphologique (régradation de la surface fondamentale), les zones portées en altitude présenteraient des stades plus évolués, dont le terme le plus avancé correspond au paysage karstique (poljé de la Nava et, encore plus haut, le karst développé de las Nieves) ; les zones intermédiaires présentent un relief de collines arrondies et de larges vallons encore recouvert par un manteau d'altérites.

L'étude de la transversale Llanos de la Nava-bassin de Ronda et du poljé de la Nava permet donc de faire ressortir les traits morphogéniques suivants :

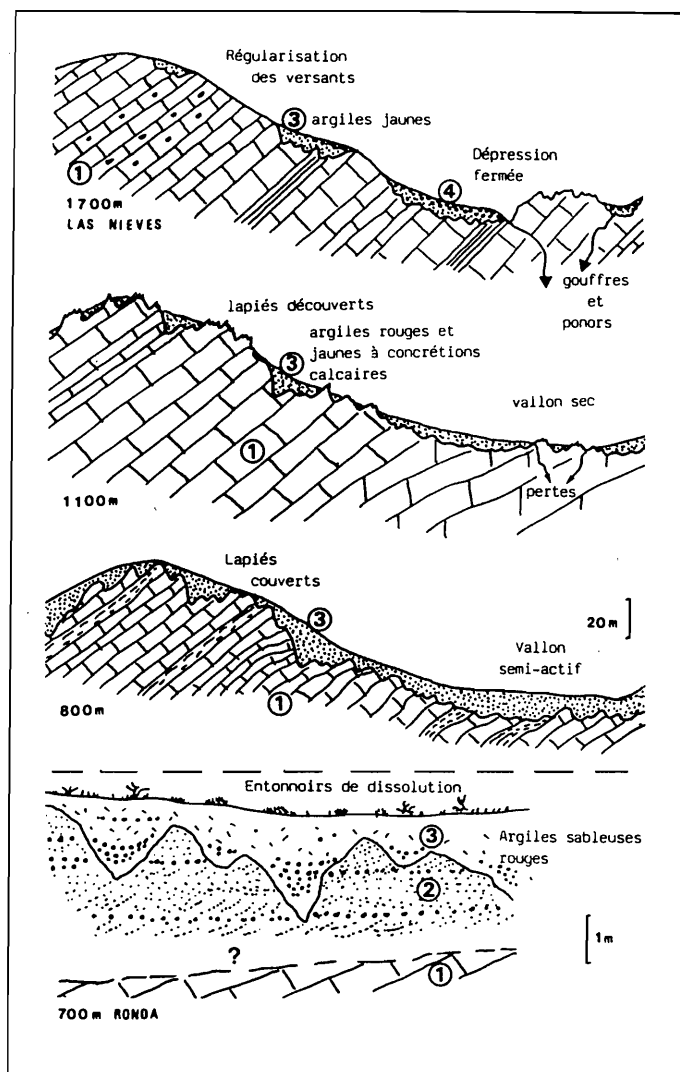


Figure III.122 - Étagement schématique des éléments morpho-pédologique sur le "piémont" NW de la Sierra de las Nieves

1 : Substrat carbonaté (zones internes ou externes selon la situation) ; 2 : Molasses miocènes ; 3 : Altérites en place ; 4 : Altérite colluvionnée.

- agencement d'une surface qui recoupe nettement les structures pénibétiques littorales du bassin de Ronda et affecte les reliefs de la Sierra del Oreganal et de la Dorsale Bétique. En effet, la lourdeur des reliefs et leur subégalité constituent des indices non négligeables d'une topographie sub-aplanie. Cet épisode est rattaché à l'agencement de la surface fondamentale messinienne ;

- cette surface a été basculée en direction du bassin de Ronda lors des mouvements tectoniques de la charnière mio-pliocène ;

- ce basculement entraîne, à la fois, une organisation du drainage vers le nord (cf. l'arroyo de las Carboneras) et une différenciation des paysages. Sur les zones portées en altitude, la mise en place d'un réseau hydrographique superficiel modèlent une topographie de collines arrondies séparées par d'amples vallons ; l'agencement de cette topographie à buttes s'est vraisemblablement effectué

sous des conditions morpho-climatiques favorables au développement d'une couverture d'altération. Dans les zones plus basses, on assiste à des régradations de la surface fondamentale qui se sont prolongées jusqu'au fini-Pliocène ;

- postérieurement, une active ablation affecte les reliefs plus élevés et contribue à l'érosion de la couverture d'altération sur les zones sommitales. C'est durant et suite à cet épisode que s'est agencée la morphologie karstique ; celle-ci est de plus en plus marquée lorsqu'on s'élève en altitude et que s'accroît le potentiel de karstification. Ce potentiel de karstification est, ici, maximum au niveau des Llanos de la Nava et de sa bordure méridionale ; ce potentiel résulte de l'incision des ríos méditerranéens et notamment du río Genal. Le développement karstique du poljé de la Nava est donc lié à la suprématie du creusement fluvial des rivières directement dépendantes de la Méditerranée⁽¹⁾. Cette suprématie s'explique très bien lorsqu'on sait que les mouvements tectoniques, postérieurs au Pliocène marin de la Hoya de Málaga, ont contribué à l'accélération du creusement fluvial méditerranéen, alors que c'est seulement durant cet épisode tectonique que le réseau hydrographique du bassin de Ronda s'encaisse dans la seconde génération d'aplanissement fini-pliocène (*supra* : Serranía de Grazalema, Chapitre 3, 3.). Cette tardive incision du réseau hydrographique septentrional a été, par ailleurs, contrariée par la capture d'une partie des écoulements-amont par le réseau méditerranéen, *via* le karst (cf. : le poljé de la Nava).

3.1.2. Le piémont pénibétique de la Sierra de los Arcos

La Sierra de los Arcos présente un relief globalement similaire à la transversale Llanos de la Nava-bassin de Ronda. Le paysage de cette *sierra* se dispose, en effet, en un relief à buttes arrondies séparées par de larges vallons qui est pour l'essentiel agencé dans les marno-calcaires crétacés pénibétiques (carte H.T.). On retrouve, également sur ce piémont, une subégalité des buttes sommitales, aussi bien dans les terrains crétacés que dans les calcaires jurassiques, qui rend compte d'une topographie très évoluée, voire aplanie. Si on compare cet agencement à celui du transect Nava-Ronda ou du plateau sommital de las Nieves, on peut rattacher cette topographie à la surface fondamentale miocène.

Située à l'E de la faille décrochante de las Turquillas, cette surface a été, ici, basculée vers le NE, en direction de l'ensellement de El Burgo, soit une situation similaire au basculement du plateau sommital de las Nieves vers le seuil de Yunquera.

La surimposition du réseau hydrographique de la Sierra de los Arcos sur la surface basculée est soulignée par la disposition d'ensemble des cours d'eau qui se dirigent vers le NE (*arroyos* del Sabinal et de la Higuera) ;

cette surimposition est particulièrement nette pour l'Arroyo del Sabinal qui recoupe indifféremment les marno-calcaires crétacés et les calcaires jurassiques. L'étude du cheminement de cet *arroyo* est particulièrement intéressante pour saisir les caractères morphologiques de ce piémont (Figure III.123).

L'arroyo del Sabinal prend naissance au pied de l'escarpement de chevauchement de las Nieves. Les ruisseaux-amont s'écoulent dans de larges vallons en U auxquels se raccordent les versants régularisés du relief à buttes. Au niveau du Cortijo de Sabinal bajo, le vallon s'ouvre sur une dépression fluvio-karstique oblongue qui se développe au contact du Crétacé et du Jurassique. Les calcaires jurassiques qui barrent à l'aval la dépression, ont, semble-t-il, joué en "verrou" ayant contrarié l'incision et entraîné l'inondation de cette dépression comme tendent à le suggérer les banquettes de corrosion perchées entre 3 et 5 m au dessus du plancher actuel. Ces banquettes qui correspondent à un paléo-plancher de la dépression, mettent en évidence un enfoncement de celle-ci ; cet emboîtement s'est marqué par une subdivision en deux sous-dépressions séparées par un gradin de corrosion transverse. L'*arroyo* temporaire se perd, en divers points, au contact des calcaires jurassiques ; néanmoins, en période de hautes eaux, ces pertes s'engorgent rapidement et provoquent un écoulement des eaux vers l'aval. Cet écoulement emprunte alors une gorge étroite et accidentée de nombreuses ruptures de pente (cascades). L'*arroyo* recoupe tout d'abord les calcaires pénibétiques jurassiques jusqu'au niveau du "castillo" de Lifa, puis s'encaisse entre le matériel bréchique du méga-écroulement de Lifa et les assises crétacées. Dans ces gorges, au niveau des parcours cascadants, se développent d'épaisses cascades de tufs (5 à 6 m d'épaisseur) présentant une structure rubanée ; ces formations ont été postérieurement recreusées et perchées 4 à 5 mètres au dessus du talweg actuel. Au delà de la confluence avec le río de la Higuera, le cours d'eau entaille profondément le Crétacé pénibétique ; c'est au niveau du contact du Crétacé et des calcaires jurassiques de la retombée méridionale de la Sierra Blanquilla que sourd l'émergence du río Turón (ou de El Burgo). Le río Turón conflue à une vingtaine de kilomètres, au NNE, dans la dépression d'Antequera-Campillos, avec le río Guadalhorca.

De cette rapide description, ressort clairement un double comportement du réseau hydrographique, de part et d'autre de la dépression fluvio-karstique du Cortijo de Sabinal bajo :

- à l'amont, le modelé de dissection fluviale est quasi-absent. La pente longitudinale du vallon de l'arroyo del Sabinal est de l'ordre de 3,8 % (ce qui est peu pour une région montagneuse) et seul le gradin entre les deux sous-dépressions, recoupé en gorges, accorde ce parcours ;

- à l'aval de la dépression, le modelé de dissection fluviale domine ; il se caractérise par une profonde

(1) Le río Guadiaro est également un cours d'eau méditerranéen, cependant son trajet plus long, sa mise en place plus tardive, et l'existence de cet important seuil qu'est le bassin de Ronda font que celui-ci n'a pas eu les mêmes incidences morphologiques que les cours d'eau directement dépendants du littoral méditerranéen.

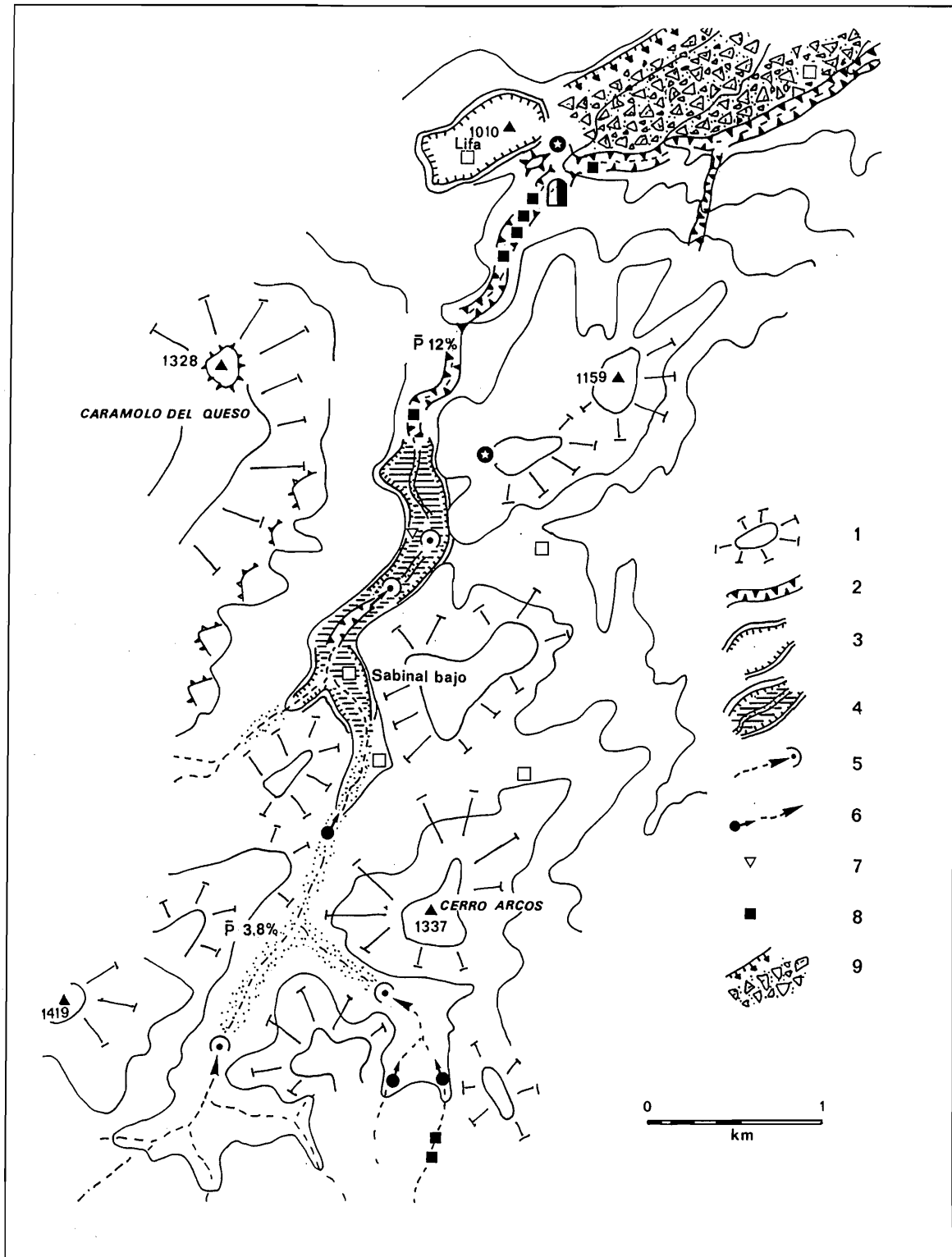


Figure III.123 - L'agencement fluvio-karstique du río del Sabinal (piémont septentrional de la Sierra de las Nieves)

1 : Relief à buttes agencé dans les marno-calcaires crétacés du Pénibético ; 2 : Gorges ; 3 : Poljé ; 4 : Poljé avec un plancher d'ablation perché ; 5 : Perte ; 6 : Émergence ; 7 : Paléo-ponor ; 8 : Méga-écroulement de Lifa.

vallée pentue accidentée de seuils verticaux. La pente jusqu'à la confluence de l'arroyo de la Higuera passe à plus de 12 %.

Cette dualité rappelle l'opposition entre le relief à

buttes et à larges vallons du plateau sommital de las Nieves et sa retombée orientale fortement disséquée par le réseau hydrographique.

Ce double comportement peut être, ici, clairement

imputé à un long isolement de l'amont vis-à-vis de l'évolution du réseau hydrographique régional, dont le creusement régressif s'est effectué lentement du fait du faible potentiel gravitaire qui existe entre le pied de la Sierra de los Arcos (confluence des *arroyos* de Sabinal et de la Higuera) et le niveau de base régional (le bassin d'Antequera-Campillos-Ardales) : la pente longitudinale n'est, en effet, ici, que de 1,5 %. Cela n'apparaît, cependant, pas la seule cause de cette dualité si on se réfère à l'arroyo de la Higuera qui présente un modelé fluvial plus poussé, notamment vers l'amont où de profondes ravines en V entaillent les amples vallons en U et incisent le relief à buttes. L'incision fluviale de l'arroyo del Sabinal a été freinée vers l'amont pour deux autres causes :

- la première est le méga-écroulement de Lifa qui a obstrué sur plus d'1,5 km la "vallée" de Lifa. L'arroyo a, par la suite, recreusé une étroite entaille entre la brèche d'écroulement et le Crétacé pénibétique ; cette entaille est, assurément, antérieure au dernier épisode froid du Pléistocène supérieur (Würm récent) puisque les cascades de tufs qui s'y sont déposées, ont été datées de 44 100 B.P.. Le recoupement de ces formations et l'abaissement du lit de 5 à 6 mètres est contemporain du dernier épisode froid du Pléistocène supérieur, étant donné que des tufs holocènes moulent le talweg ;

- la seconde cause est le rôle du karst (calcaires jurassiques) qui marque le seuil entre l'amont à vallons en U et l'aval incisé en gorges. Il est vraisemblable que le creusement-aval a engendré un gradient hydraulique suffisant pour provoquer le développement d'un système karstique connecté à la puissante émergence du río Turón ; la mise en place d'une telle structure de drainage souterrain, en soustrayant les eaux au réseau de surface, a eu pour effet de contrarier l'incision fluviale (par érosion régressive) vers l'amont.

L'agencement de ce système karstique a également été favorisé par le méga-écroulement de Lifa qui a isolé, temporairement, la région sommitale de los Arcos de la profonde vallée du río Turón. En effet, cet écroulement qui se situe dans le prolongement altitudinal de la dépression de Sabinal Bajo, en barrant les écoulements vers l'aval, a provoqué le fonctionnement karstique de cette dépression comme en témoignent les aplanissements latéraux liés à une nappe d'inondation et les différentes pertes. C'est seulement après cet épisode karstique que les écoulements ont creusé la gorge qui recoupe à la fois le seuil aval calcaire de la dépression et la brèche d'écroulement.

Il apparaît, donc, que pour l'arroyo del Sabinal, le méga-écroulement de Lifa et l'évolution karstique de la partie médiane, en isolant l'amont de l'incision fluviale (érosion régressive, de plus, peu vigoureuse) est à

l'origine d'une certaine immunité de ce piémont qui a, ainsi, pu conserver une morphologie ancienne à buttes et vallons qui a été simplement retouchée par les processus périglaciaires (régularisation des versants, décapage de la couverture d'altération sur les sommets). On retrouve là un schéma d'ensemble similaire à celui du plateau sommital de las Nieves ; dans ce dernier cas, c'est la puissante verticalisation du karst qui, en soustrayant les écoulements aux ravins de surface, a provoqué une relative immunité de la topographie à buttes et à vallons en U.

De par sa dualité entre son amont et aval, ce piémont constitue une zone de transition entre le piémont occidental peu disséqué et la retombée méditerranéenne de las Nieves profondément incisée par le réseau hydrographique.

3.1.3. Conclusions

Le modeste degré d'incision fluviale qui caractérise le piémont occidental et nord-occidental, a permis de conserver une morphologie régionale évoluée et en grande partie héritée. L'étude de cette morphologie nous a permis de définir les étapes d'évolution suivantes :

- réalisation d'une topographie très évoluée voire aplanie qui se raccordait à l'W au bassin sédimentaire miocène de Ronda : la "surface fondamentale miocène" ;

- basculement différencié de cette surface de part et d'autre de la faille décrochante de las Turquillas-río Verde qui a joué lors des premiers mouvements d'exhaussement de la *serranía* (charnière mio-pliocène). A l'W de cet accident, le basculement s'est effectué en direction du bassin de Ronda, tandis qu'à l'E de cette faille, l'abaissement s'est réalisé vers le NE (comme pour le plateau sommital de las Nieves qui appartient au même compartiment tectonique) ;

- c'est vraisemblablement en fonction de ces déformations que s'est mis en place le réseau hydrographique qui recoupe indistinctement les différentes unités géologiques. Ce réseau se rattache, soit au bassin de Ronda (río Guadiaro), soit au bassin d'Antequera (río Guadalhorca)⁽¹⁾ ;

- malgré le soulèvement d'ensemble de la *serranía* qui s'est échelonné jusqu'au Pléistocène inférieur, l'incision fluviale est restée modeste sur ce piémont du fait de l'existence de seuils (bassins de Ronda et d'Antequera, eux-mêmes, soumis au soulèvement d'ensemble) qui ont limité le potentiel gravitaire. Par ailleurs, cette incision a été tardive si on se réfère à l'enfoncement des *arroyos* dans les tables miocènes du bassin de Ronda qui n'a été effectif qu'au fini-Pliocène (*supra* : La Serranía de Grazalema, Chapitre 3, 3.). Enfin, l'entaille fluviale de ce piémont a été contrariée par une capture partielle des

(1) Ces bassins ayant constitué, durant le Miocène moyen et supérieur, le niveau de base marin du piémont nord-occidental de la *serranía*, on ne peut exclure la pré-existence d'une organisation hydrographique vers ces dépressions. Néanmoins, le recoupement des diverses unités géologiques de diverses résistances et l'orientation générale des cours d'eau entrent en faveur d'une surimposition sur la surface basculée.

écoulements amont par le karst ; ces captures ayant ôté, au réseau hydrographique superficiel, une part non négligeable de son potentiel hydraulique. Dans la plupart des cas, le karst restitue à ce réseau hydrographique les eaux captées mais toujours en contrebas et à la périphérie du piémont. Ces captures ont eu d'autant plus d'incidences sur le réseau hydrographique de ce piémont lorsqu'elles ont dévié les écoulements vers un autre bassin hydrographique, notamment le bassin directement dépendant de la Méditerranée (exemple des Llanos de la Nava-río Genal). Dans ce dernier cas, l'incision fluviale du piémont occidental est restée figée à son état embryonnaire, voire a été gommée par le karst ;

- l'incision fluviale du piémont nord-occidental s'est essentiellement réalisée durant le fini-Pliocène, le Pléistocène inférieur et moyen. En effet, auparavant le creusement était plus que modeste (cf. : le bassin de Ronda) et les datations des cascades de tufs de la gorge de Sabinal-Lifa mettent en évidence que l'encaissement des ríos était en grande partie réalisé dès la mi-Pléistocène supérieur. Cet important épisode d'enfoncement du réseau hydrographique est, sans nul doute, lié aux mouvements de soulèvement de la Dorsale post-pliocène marin de la Hoya de Málaga. L'étude des retombées méditerranéennes de las Nieves nous permet d'aborder les différentes phases d'enfoncement du réseau hydrographique ; phases qu'il est essentiel de définir si on veut fixer l'évolution karstique de la Sierra de las Nieves.

3.2. La retombée orientale et méridionale

La retombée orientale et méridionale de la Sierra de las Nieves diffère totalement du piémont nord-occidental : il se caractérise par de profondes entailles fluviales qui se raccordent, soit directement à la Méditerranée (río Verde), soit à la Hoya de Málaga (río Grande et ses affluents). C'est dans le talweg de ces vallées que sourdent les émergences de las Nieves (*supra* : Chapitre 1, 3), soulignant le caractère fondamental de cette retombée dans le développement et la structure des systèmes karstiques de cette *sierra*. Aussi la définition des différentes étapes d'enfoncement du réseau hydrographique méditerranéen apparaît capitale dans la compréhension karstogénique du plateau sommital. L'étude des formations travertineuses et détritiques de ces vallées nous a permis d'aborder quelques unes de ces étapes

Les plus importants dépôts travertineux, appartenant aux systèmes karstiques de las Nieves, sont localisés dans la vallée du río de los Horcajos : les tables de travertins de Tolox (Piconcillo). En dehors de ces tables, les dépôts carbonatés restent de dimensions modestes et sont trop ponctuels pour présenter des séquences chronostratigraphiques susceptibles de caler l'évolution du réseau hydrographique : ils se situent, soit au débouché de sources karstiques affluentes (Fuente Duende, río Verde ;

Fuente de los Quejigos, affluent du río Verde ; Fuente Porticali en amont de l'émergence de los Zarzalones ; Fuente de la Umbria, arroyo de la Umbria), soit dans les parcours cascadants des cours d'eau descendant du plateau sommital (vallon de los Zarzalones en amont du *manantial* du río Grande).

Les dépôts alluviaux, sous forme de terrasses, sont rares dans ces vallées pentues ; par contre dans les vallées du río de los Horcajos et d'un affluent du río Verde (Cueva de los Moros), on relève d'importants dépôts de pente indurés qui se marquent dans le paysage par un très net replat perché.

3.2.1. Les formations travertineuses et détritiques de la vallée du río de los Horcajos

3.2.1.1. Les tables de travertins de Tolox

A l'amont de Tolox, dans le talweg du río de los Horcajos se développe un important système de travertins composé de trois tables étagées, dont les bases respectives se situent vers 440, 385, 378 m ; le talweg du río au niveau de ce système se situe vers 370 m d'altitude (Figure III.124).

La table supérieure (465 m) se réduit à un petit *peñon* en place et à des blocs disséminés sur un même replat (440-450 m). Cette table qui repose, à la fois, sur une ancienne terrasse alluviale et, sur des péridotites altérées, présente la séquence suivante, de bas en haut (Figure III.125) :

- péridotite altérée à veines de calcite ;
- un paléo-profil d'altération sur péridotites qui se présente sous forme d'un niveau encroûté de couleur saumon de près d'un mètre d'épaisseur ;
- un premier niveau alluvial (5 m) comportant des galets de calcaires siliceux et de matériel métamorphique (gneiss, calcschiste, quartzites...) plus ou moins altérés, qui passe vers le haut à un niveau gréseux (sables calcitisés) ;
- un lit carbonaté (vase carbonatée) à passées gréseuses (sables calcitisés) et contenant de nombreux gastéropodes de type limné (2 m) ;
- un second niveau alluvial à galets (3 m) ;
- l'édifice travertineux. Celui-ci débute par une formation "crayeuse" très indurée qui passe vers le haut au travertin proprement-dit. Celui-ci contient de nombreux débris végétaux (biohermes, feuilles, roseaux, branches et troncs d'arbres) et des gastéropodes. Cette formation travertineuse a subi une diagénèse qui est à l'origine de sa puissante induration, et a été le siège d'une karstification comme en témoignent les cavités qui la parcourent. Le flanc septentrional de ce *peñon* travertineux qui repose sur les péridotites altérées, fossilise le bas versant de la paléo-vallée de los Horcajos. La datation isotopique confère à ce niveau de travertin un âge plus vieux que 350 000 B.P. (Tableau III.17).

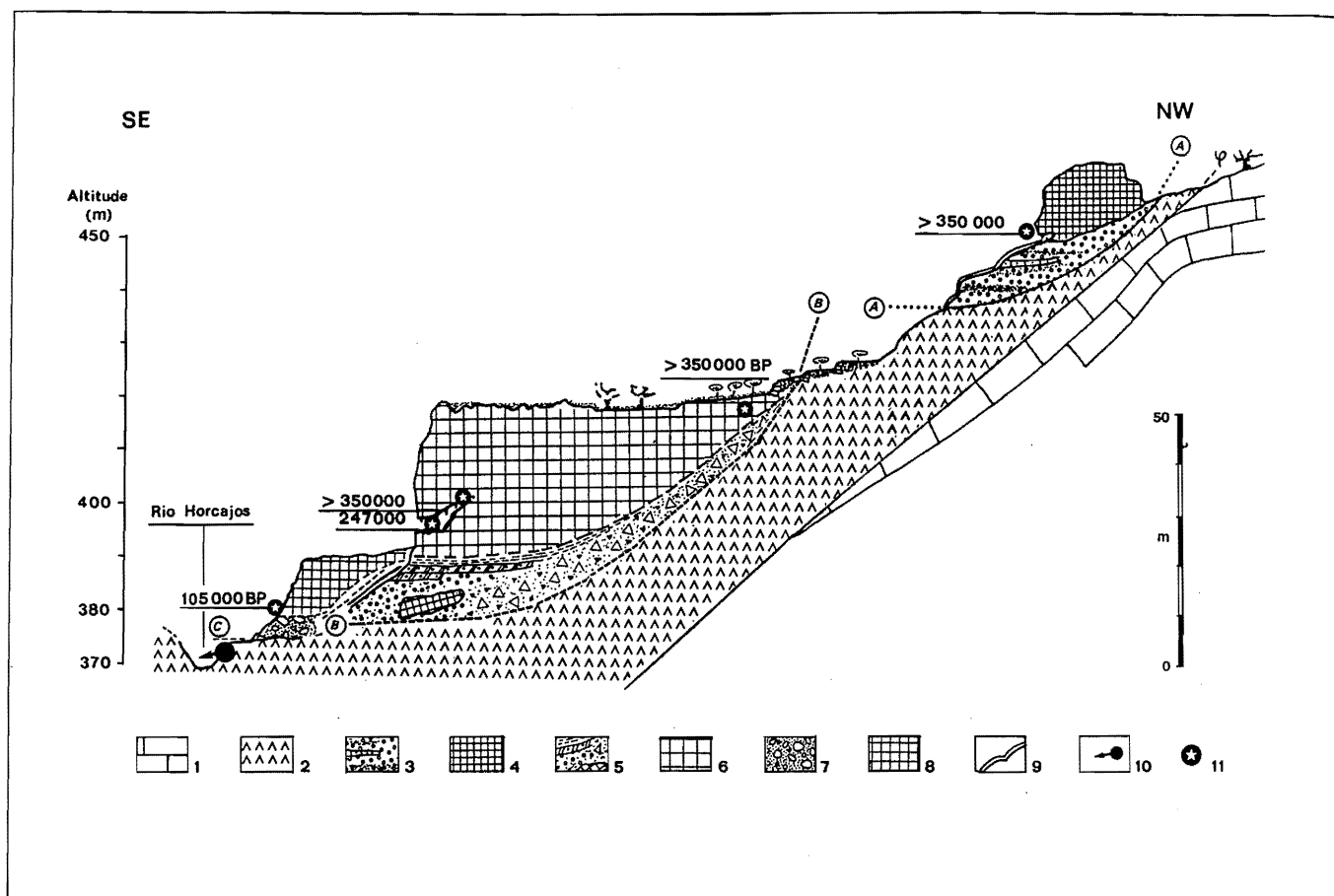


Figure III.124 - Coupe des travertins de Tolox

1 : Dorsale bétique (dolomies) ; 2 : Péridotites alpujarrides ; A-A : Ancien talweg du río de los Horcajos ; 3 : Terrasses alluviales ; 4 : Plate-forme travertineuse supérieure ; B-B : Ancien talweg emboîté dans A-A ; 5 : Brèches de pente contenant des blocs du travertin supérieur ; 6 : Table intermédiaire ; C-C : Talweg inférieur emboîté ; 7 : Terrasse inférieure ; 8 : Tables inférieures ; 9 : Croûte calcaire ; 10 : Sources actuelles del Piconcillo ; 11 : Site de prélèvement des échantillons datés (U/Th).

Le niveau intermédiaire (420 m) se marque bien dans le paysage par une vaste plate-forme de près de 500 m de long pour 120 à 200 m de large et pouvant atteindre 40 m d'épaisseur (Figure III.126).

Cette table repose sur une brèche de pente qui passe vers le bas à une terrasse alluviale. Cette brèche contient des calcaires dolomitiques, des péridotites altérées et des débris provenant des travertins supérieurs.

Cette brèche qui repose sur les péridotites altérées, est couverte d'un niveau encroûté blanchâtre (limon calcifié) qui marque un court épisode de "travertinisation".

Sur ce niveau, s'est déposé un matériel détritique (péridotite, gneiss, calcaires dolomitiques, travertin supérieur...) de petites tailles à partir duquel s'est développé un sol brun. Ce paléosol est fossilisé par un encroûtement rosé (vase carbonatée) sur lequel repose le travertin.

La base est constituée par une craie travertineuse, riche en débris végétaux (*Laurus nobilis*, *Salix* sp.) et gastéropodes, contenant un sol interstratifié. La définition de la malacofaune (*Eucomulus fulvus*, *Otala fulvus punctata*, *Melanopsis* sp.) par F. Magnin (Aix-en-Provence) permet de déterminer une ambiance climatique

de type méditerranéen humide.

Ce niveau passe vers le sommet à des travertins à faciès construits algaires et à dômes algobryophytiques. Ces travertins sont extrêmement indurés, au point que des meules de moulin en ont été extraites.

On retrouve une séquence similaire sur la terrasse alluviale à laquelle se raccorde la brèche de pente.

En surface, cette plate-forme très lapiazée porte un sol argileux rubéfié. En profondeur, un réseau de conduits souterrains la parcourt ; ces conduits possèdent des concrétions noirâtres extrêmement dures. Les datations de ce travertin ainsi que des concrétions donnent un âge supérieur à 350 000 B.P.. D'autres concrétions moins indurées et blanchâtres ont été datées de 247 000 B.P., soit intra-Pléistocène moyen (Tableau III.17).

La troisième table (390 m), plus modeste, est plaquée contre la plate-forme intermédiaire (côté amont) (Figure III.124). Épaisse d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, elle repose sur un niveau alluvial et, lui-même, sur les péridotites. La base de cet ancien talweg fossilisé est perchée à environ 8 mètres au dessus du lit actuel du río.

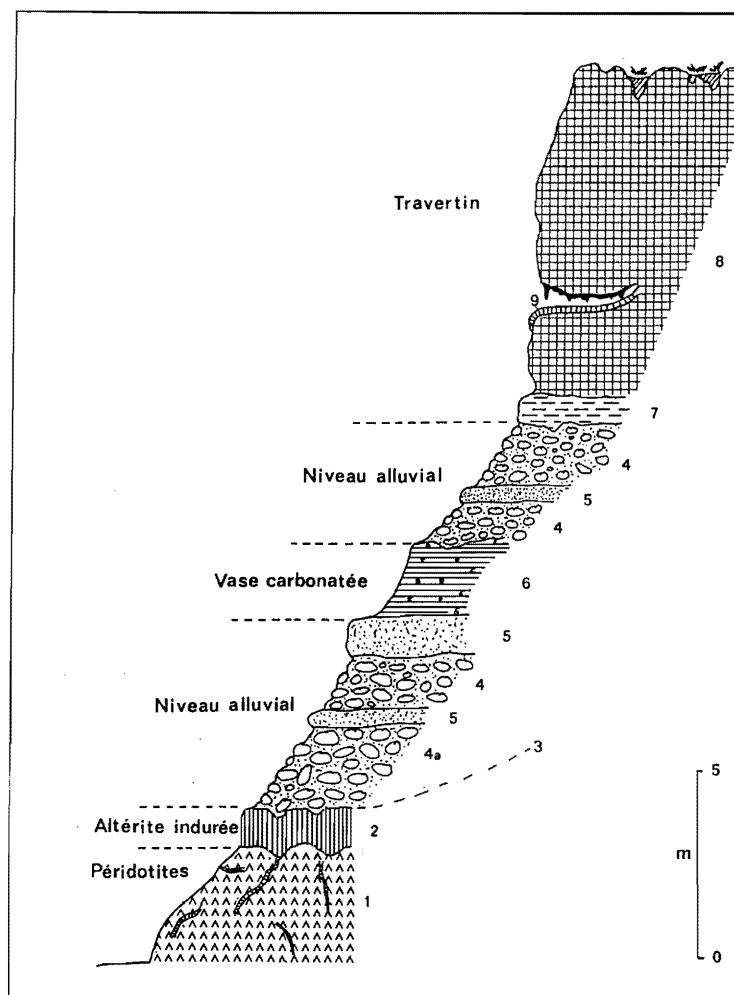


Figure III.125 - Coupe détaillée de la base de la table supérieure de Tolox

- 1 : Péridotite altérée avec filons de calcite ;
- 2 : Profil d'altération fortement induré et de couleur saumon ;
- 3 : Paléo-talweg du río Horcajos ;
- 4 : Niveau à galets roulés - 4a : Galets fantômes de péridotites, gneiss, calcschistes ;
- 5 : Niveau gréseux ;
- 6 : Vase carbonatée ;
- 7 : Base du travertin -Limon carbonaté rosâtre-
- 8 : Travertin s.s.

La base de la plate-forme inférieure qui a été datée de 105 000 B.P., est contemporaine de l'optimum climatique éémien. Les empreintes foliaires révèlent la présence de *Laurus nobilis*, cf. *Quercus caducifolié*. En contrebas de cette table, le versant présente un encroûtement daté de 8 000 B.P..

Les tables de travertins de Tolox qui ont barré à trois reprises successives la vallée du río de los Horcajos, sont directement liées aux sources del Piconcillo qui sourdent le long du contact Alpujarride-Dorsale bétique. Ces eaux présentent une température relativement élevée (20°C) et des teneurs peu courantes en SiO_2 et en Na^+ (Tableau III.16). L'anomalie thermique de ces sources serait d'origine hypothermale (*supra* : Chapitre 1, 4.1.), et, les notables teneurs en SiO_2 associées à Na^+ et K^+ évoquent un cheminement de ces eaux au contact de roches silicatées. L'analyse isotopique C^{13} permet, cependant, d'écarter l'apport de CO_2 endogène et donc une connexion avec des eaux géothermales s.s.

Les travertins de Tolox semblent s'être développés préférentiellement dans un contexte biostasique comme en témoignent les séquences évolutives des différentes tables (pédogénèse, apports détritiques réduits...), leur flore, et leur malacofaune ainsi que l'âge éémien de la

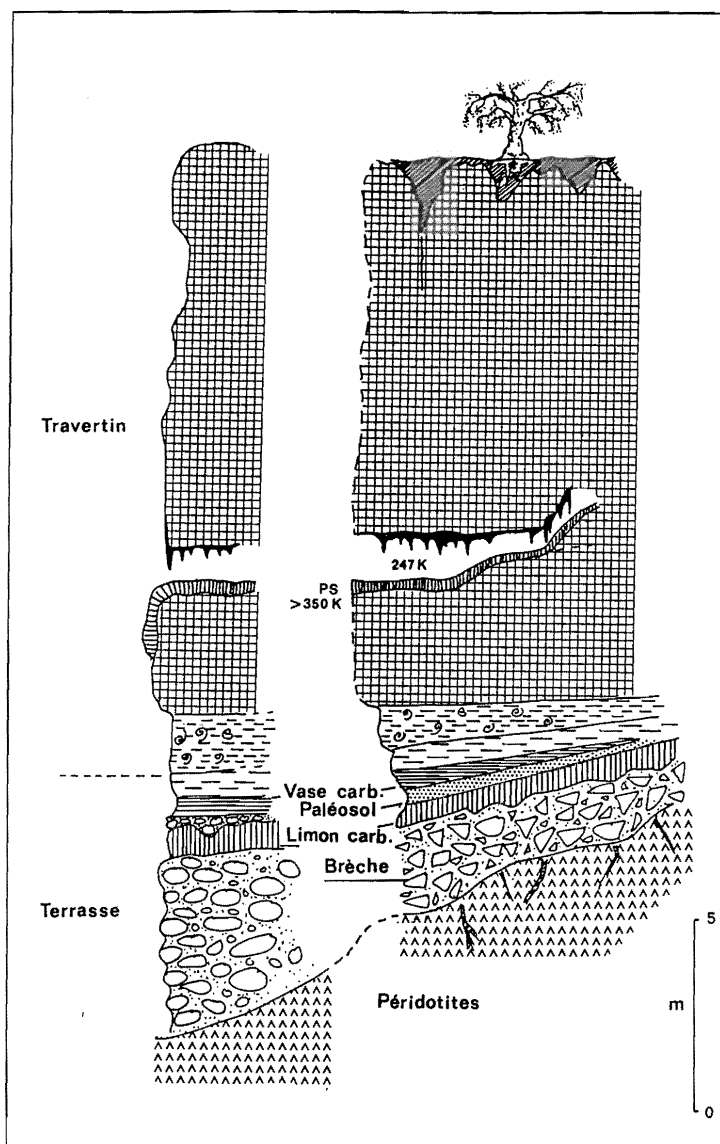
plate-forme inférieure. Le poids de l'environnement sur l'édification (biostasie) ou l'érosion (rhéxistasie) des formations travertineuses est, peut-être, plus à rechercher ici dans le régime du río de los Horcajos que dans les variations physico-chimiques des eaux hypothermales généralement peu sensibles aux oscillations externes. En effet, durant le Pléistocène, le régime et la qualité des écoulements descendant de la sierra ont dû fortement varier selon le contexte climatique. Lors des épisodes froids, la turbidité des écoulements et leur régime nival ont pu contrarier d'éventuelles constructions travertineuses liées aux sources du Piconcillo. Inversement, lors des optima pléistocènes, les écoulements du río de los Horcajos étaient vraisemblablement plus réguliers et moins turbides (présence d'une couverture biopédologique), voire moins importants du fait d'une infiltration plus généralisée des eaux dans le karst.

Quelle que soit la cause qui a déclenché la construction ou non des barrages de travertin dans la vallée du río de los Horcajos, on peut faire ressortir l'évolution suivante à partir de l'agencement des tables étagées de Tolox (Figure III.127) :

- la table supérieure fossilise un ancien talweg de la vallée de los Horcajos qui est perché à 70 mètres au dessus du lit actuel ;

Figure III.126 - Coupe détaillée de la base de la table de travertin intermédiaire de Tolox

Même légende que la figure III.125.



- ultérieurement, le río de los Horcajos a creusé puis a abaissé sa vallée au niveau du contact entre la table de travertin (rive gauche) et les péridotites (rive droite) et aux dépens de ces dernières beaucoup plus tendres ; l'enfoncement de la vallée par rapport à l'ancien talweg fut d'environ 55 mètres. Cet épisode érosif a pu être provoqué, soit par une phase tectonique (surrection de la *sierra*), soit par un abaissement du niveau de base régional (Méditerranée), soit par une péjoration climatique (potentiel hydrologique accentué, turbidité accrue des écoulements,...), soit par la conjonction de ces diverses causes potentielles. Ce creusement fluvial a entraîné une déstabilisation des versants comme en témoignent la présence de blocs de travertin de la table supérieure dans la brèche de pente qui tapisse le paléoversant de la vallée de los Horcajos (stade intermédiaire) ; cette brèche de pente se raccorde en contrebas à une terrasse alluviale ;

- les limons qui couvrent la terrasse moyenne, signent une décroissance des processus d'érosion. Progressivement, un régime "palustre" s'installe (craie

calcitisée) dans une ambiance climatique méditerranéenne humide (cf. : malacofaune) et un contexte forestier (cf. : empreintes foliaires) favorable à la construction des travertins. L'optimum du développement du travertin (faciès construits algaires et dômes algo-bryophytiques) correspond vraisemblablement à l'optimum climatique ;

- après cet épisode biostasique, on relève une nouvelle phase de creusement fluvial ; creusement de près d'une cinquantaine de mètres qui s'est également réalisé aux dépens de la rive droite agencée dans les péridotites. Cette incision est franchement antérieure à 350 000 B.P. si on se réfère à l'âge du concrétionnement (> 350 000 B.P.) des conduits qui parcourent la plate-forme intermédiaire ; cavités qui n'ont pu s'agencer que suite au creusement de cette table par le río. Cette phase de creusement a pu perdurer jusqu'à l'Eémien ;

- l'Eémien marque le retour à des conditions biostasiques favorables à une nouvelle phase de construction de barrage travertineux : la table inférieure ;

- la situation perchée de cette dernière plate-forme met en valeur une nouvelle phase de creusement de l'ordre

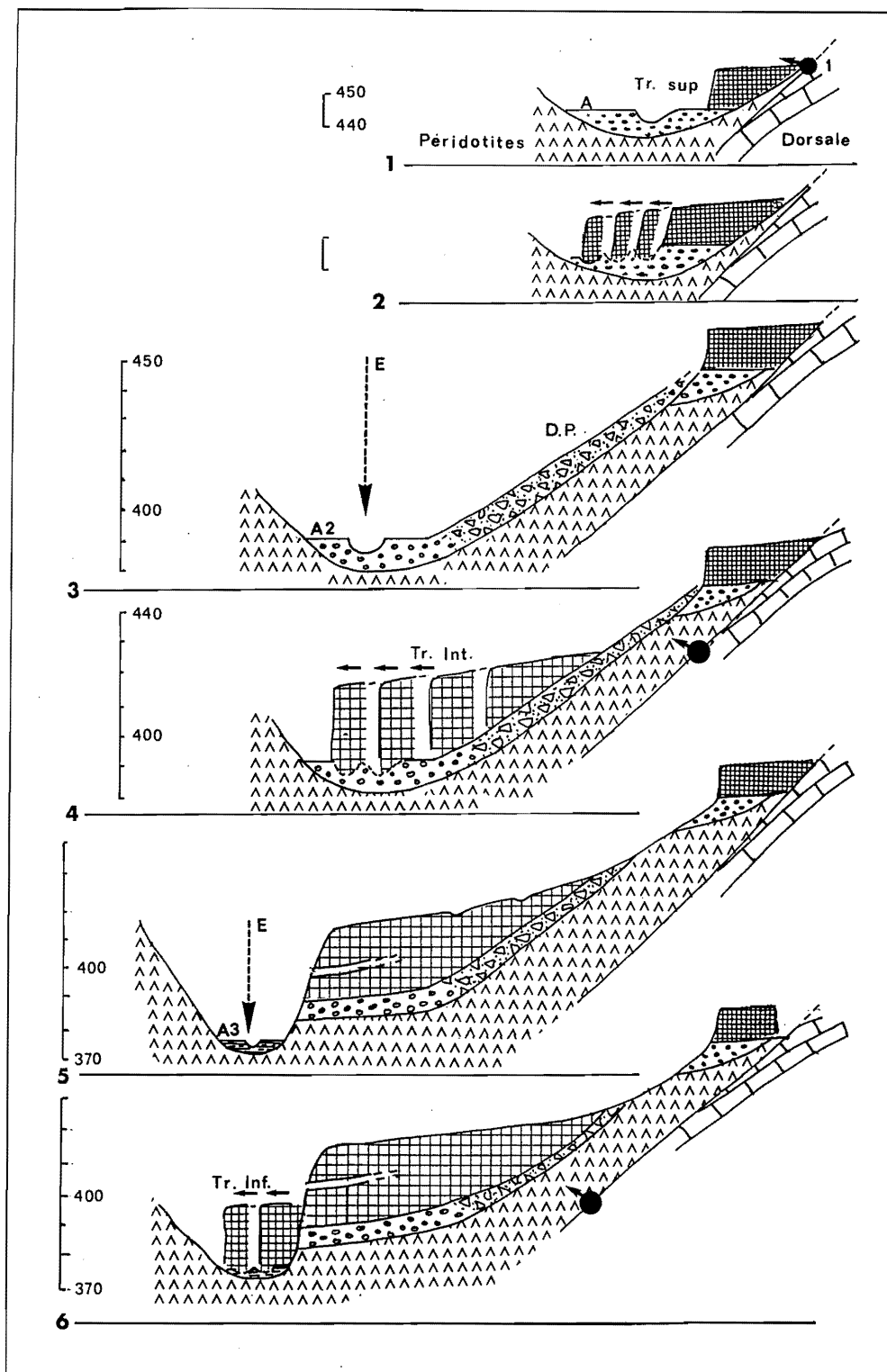


Figure III.127 -
Évolution schématique
de l'encastement basal
du río Horcajos et des
phases de construction
travertineuse de Tolox
 1 : Niveau de source
 responsable de la
 travertinisation ; A-A1-A2 :
 Générations de terrasses
 alluviales ; D.P. : Dépôt de
 pente ; E : Phase d'encais-
 sement ; Tr. sup. : Travertin
 supérieur ; Tr. int. : Travertin
 intermédiaire ; Tr. inf.
 Travertin inférieur éémien.

d'une trentaine de mètres (environ 20 m de recreusement et 8 m de creusement nouveau). Cet épisode érosif peut être, ici, clairement rattaché au Pléistocène supérieur étant donné que l'encroûtement qui moule la vallée actuelle est contemporain de l'Holocène (8 000 B.P.).

Les apports de ce "système" travertineux dans la définition des étapes d'enfoncement du réseau hydrographique sont les suivants :

- l'ancienneté de la plate-forme supérieure et sa position perchée à moins d'une centaine de mètres du talweg actuel permettent d'affirmer que le réseau hydrographique descendant de la Sierra de las Nieves avait un caractère déjà très évolué avant la construction de cette table (vallée encaissée). Malheureusement le "non-âge" de cette table (plus vieille que 350 000 B.P.) ne permet pas de fixer précisément cette phase fondamentale d'enfoncement du réseau hydrographique. Néanmoins,

cette phase, bien antérieure à 350 000 B.P., est vraisemblablement contemporaine et/ou consécutive du soulèvement d'ensemble de la *serranía* qui a porté le Pliocène marin à 650 m d'altitude sur la retombée méridionale de la Sierra Prieta-Bonela (*infra* : Chapitre 3) ; cette large fourchette englobe le fini-Pliocène et le Pléistocène inférieur ;

- seul le creusement durant le Pléistocène supérieur peut être estimé avec précision : il est de l'ordre d'une trentaine de mètres, en tenant compte du recreusement des travertins émiens et du colmatage détritique qui s'était accumulé en amont du barrage ; l'étude de ce colmatage nous permet de définir, d'une part les incidences des barrages de Tolox et, d'autre part, d'aborder le contexte morpho-climatique de cette retombée de las Nieves.

3.2.1.2. Les colmatages détritiques de la vallée du río de los Horcajos

A l'amont des tables de travertins de Tolox, la vallée du río de los Horcajos possède d'imposants dépôts détritiques, notamment sur sa rive gauche creusée dans les dolomies.

En règle générale, ces dépôts présentent la séquence suivante, de bas en haut (Figure III.128) :

- des dépôts alluviaux disparates se situant à 5-6 mètres au dessus du talweg actuel. Cette formation comporte des lits gréseux (sables indurés) et des lits plus grossiers composés d'un matériel hétérogène (calcaire, dolomie, péridotite...), bien roulé et localement cimenté par un ciment calcaire grisâtre. On note parfois la présence de

blocs de brèches rougeâtres dans cette formation ;

- perchée à plus de 10 m au dessus du lit actuel, se développe une seconde formation alluviale de 10 à 15 m d'épaisseur. Cette formation qui présente une alternance de lits fins et plus grossiers, est également composée d'un matériel hétérogène (calcaire, dolomie, calcaire dolomitique, marbre dolomitique, péridotite...) relativement bien roulé. Ce dépôt alluvial a été postérieurement induré par un ciment calcaire rougeâtre ; cette induration ayant tendance à s'accroître vers le haut. Vers le sommet, on relève des intercalations de matériel bréchique (dépôt de pente) ;

- cette formation est coiffée par un dépôt de pente qui peut atteindre localement quarante mètres d'épaisseur. Ce matériel est constitué de débris sub-anguleux, d'origine locale (calcaire dolomitique et marbre dolomitique), et d'une matrice rougeâtre. Il se dispose généralement en une alternance de lits inclinés fins et plus grossiers, bien qu'on note de fréquentes décharges de matériel grossier. Cette formation, du fait de sa puissante induration par un ciment calcaire, se marque dans le paysage par une rigide plate-forme suspendue entre 50 et 70 m au dessus du talweg ;

- une mince grèze grisâtre (2 à 3 m) couvre cette plate-forme.

Cet ensemble détritique (alluvial et colluvial) a colmaté sur plus de 60 m la vallée du río de los Horcajos ; la topographie fossilisée révèle deux types de paléoformes :

- un replat aujourd'hui perché à une soixantaine de mètres par rapport au lit actuel du río

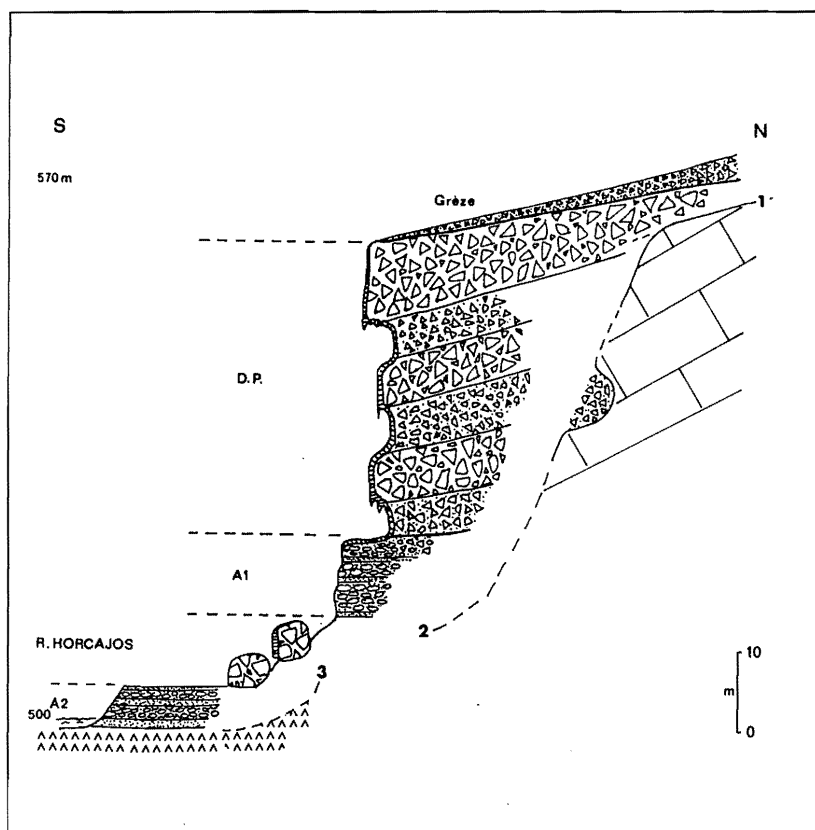


Figure III.128 - Coupe schématique des formations détritiques du río de los Horcajos

1-2-3 : Différents niveaux altimétriques du talweg du río de los Horcajos ; D.P. : Dépôt de pente bréchique induré par un ciment calcaire rougeâtre ; A 1 : Niveau alluvial perché ; A 2 : Terrasse inférieure.

- et une entaille, de type canyon, encaissée en contrebas du replat ; c'est dans cette paléoforme que se sont déposées les formations alluviales.

Ces paléoformes ainsi que la disposition et composition de cet ensemble détritique permettent de retracer l'évolution de cette vallée, en parfait accord avec la reconstitution proposée à partir de l'étude des barrages de Tolox (Figure III.127).

Le replat généralement fossilisé par les dépôts de pente et qui s'est conservé surtout sur la rive gauche inscrite dans la Dorsale, correspond vraisemblablement à un ancien talweg de la vallée de los Horcajos (Figure III.129-1). Sa position régulièrement perchée à une soixantaine de mètres au dessus du lit actuel quel que soit le matériel lithologique (calcaire, dolomie, marbre, voire exceptionnellement dans les périodites) permet d'exclure toute raison litho-structurale. De plus, ce replat se situe pratiquement au même niveau que la base de la table supérieure de travertins qui fossilise une paléo-terrasse alluviale (+70 m par rapport au talweg actuel) (Figure III.129-1).

Postérieurement, le río de los Horcajos a creusé sa vallée en gorges d'une quarantaine de mètres de profondeur ; ce creusement s'est réalisé essentiellement au dépens de la rive droite agencée dans les périodites. Cette étape correspondrait au perchement de la table supérieure de Tolox (Figure III.129-2).

C'est après cette phase de creusement vertical, dont les causes restent à définir (soulèvement de la *sierra*, crise climatique pléistocène...) que s'est réalisé le dépôt alluvial qui a progressivement colmaté la base du canyon. Ce colmatage apparaît systématique : il fossilise à la fois le canyon de los Horcajos et les paléo-ravins affluents. Ce remblaiement d'une quinzaine de mètres a pu être provoqué par les barrages de travertins de Tolox ; si on se réfère à la seule argumentation topographique, ce colmatage alluvial serait en rapport avec la plate-forme intermédiaire (Figure III.129-3). Il est délicat, en l'absence d'arguments formels, de savoir si ce remblaiement alluvial s'est réalisé contemporanément à la construction de cette plate-forme ou si il est consécutif à la plate-forme.

Les dépôts de pente qui initialement se raccordent au remblaiement alluvial puis le progradent, ne peuvent être associés à la phase de travertinisation ; en effet, nous avons relevé que la construction des barrages de Tolox s'est réalisée dans un contexte biostasique, alors que la dynamique des dépôts de pente suggère une franche péjoration climatique. La morphologie subanguleuse des débris et la disposition des lits induisent un contexte climatique de type "périglacière". Ne disposant pas de preuves formelles, on peut imaginer que ces dépôts de pente sont contemporains de la fin de l'épisode de travertinisation de la plate-forme moyenne, dont il nous manque les termes supérieurs qui, si on se réfère aux nombreux travaux de l'U.R.A. 903 du C.N.R.S. (actuel

Centre Aixois de Géographie Physique) sur les travertins, devraient présenter un passage à des tufs à empreintes, des sables travertineux, des limons, des dépôts détritiques... traduisant la transition vers des conditions morpho-climatiques plus agressives. La présence d'une matrice argileuse rougeâtre dans les dépôts de pente pourrait correspondre à l'érosion des horizons pédologiques contemporains de la phase "ascendante" de la travertinisation (contexte biostasique ; passage des limons et craies calcitisés aux faciès construits).

Quoi qu'il en soit, ces dépôts de pente sont antérieurs à la réentaille fluviale qui a recoupé, à la fois, le colmatage colluvio- alluvial et la plate-forme intermédiaire de travertin de Tolox (Figure III.129-4). Ce creusement fluviale s'étant réalisé essentiellement aux dépens des périodites, le versant calcaréo-dolomitique a pu conserver les témoins de cet épisode de remblaiement détritique à l'arrière des barrages de Tolox. Ce creusement a abaissé son lit antérieur de 8 à 10 mètres. Cet épisode érosif a dû être particulièrement efficace si on se réfère aux ravins affluents qui recoupent transversalement le remblaiement colluvio-alluvial et entaillent la roche en place.

Cette phase d'incision est suivie d'une nouvelle étape de dépôt alluvial qui apparaît en fonction des rares témoins dont nous disposons, beaucoup moins importante que la précédente. Là où les sédiments alluviaux subsistent, on peut estimer que le remblaiement alluvial fut au moins de 5 m d'épaisseur. Si on se réfère à sa position altitudinale, ce nouveau colmatage aurait été provoqué par le barrage inférieur de Tolox (Figure III.129-5). Ce colmatage peu induré a été, en grande partie, évacué lors de l'incision fluviale rapportée au Pléistocène supérieur ; incision qui a recoupé la table inférieure de travertins et qui a perché à 5 à 6 mètres au dessus du talweg actuel cette formation alluviale (Figure III.129-6).

3.2.1.3. Conclusions

L'étude des formations travertineuses et détritiques de la vallée du río de los Horcajos a permis de mettre en avant les faits morphologiques suivants :

- la régression pliocène associée à la surrection qui a porté en altitude les sédiments marins pliocènes de la Hoya de Málaga, ont fourni une puissante énergie gravitaire aux écoulements descendant de la *sierra* ; ils sont vraisemblablement les principaux responsables de la phase fondamentale d'encaissement du réseau hydrographique dépendant de la Hoya de Málaga. Les plates-formes intermédiaire et supérieure de travertins de Tolox soulignent, ici, que le réseau hydrographique de ce piémont de las Nieves avait un caractère déjà très évolué bien avant la seconde moitié du Pléistocène moyen. Cette évolution concorde avec celle définie à partir de l'étude de la Sima GESM qui avait mis en avant que cette cavité verticale avait été agencée bien avant la mi-Pléistocène moyen et en présence du puissant gradient hydraulique provoqué par l'enfoncement du réseau hydrographique

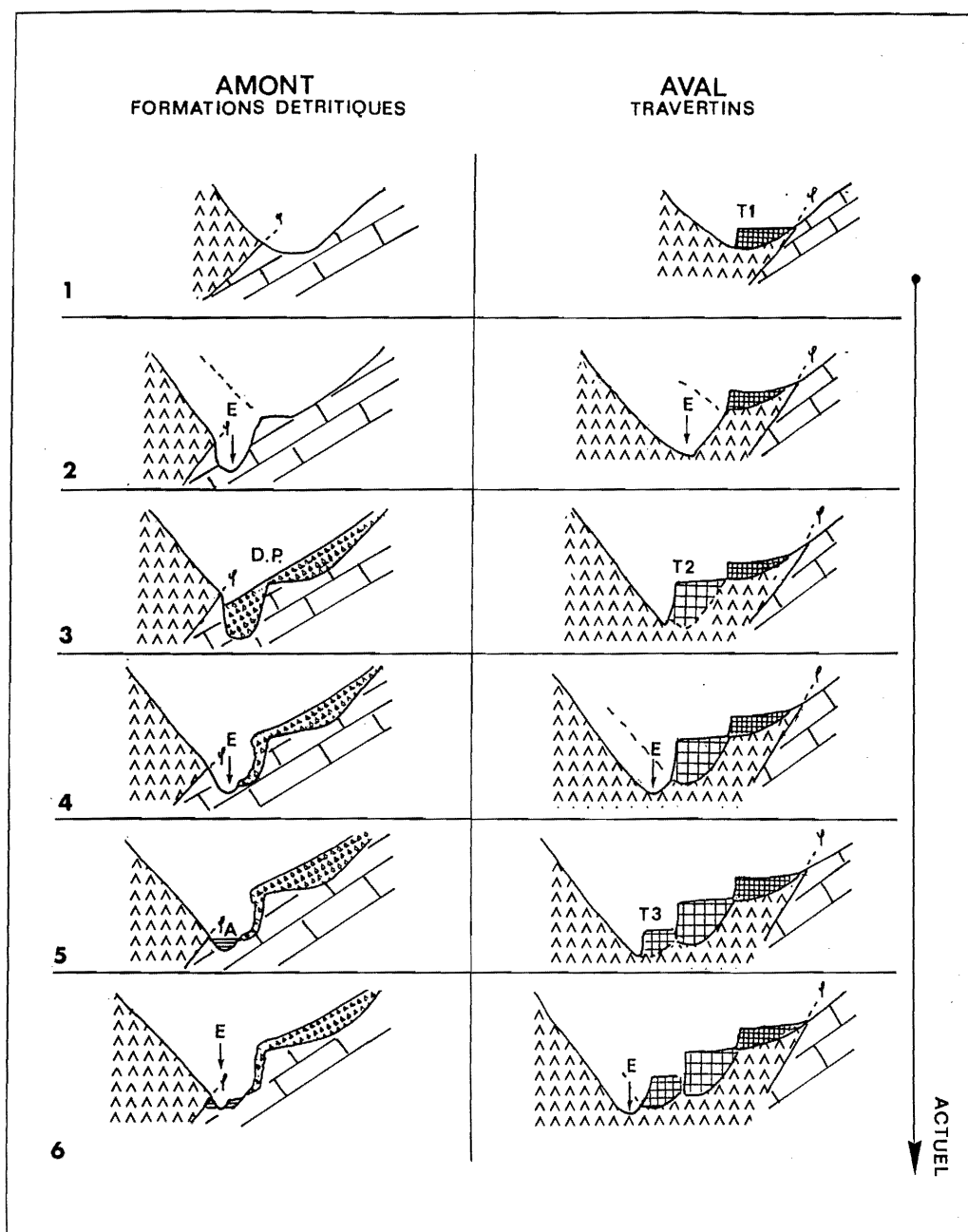


Figure III.129 - Évolution schématique comparée entre les formations détritiques et travertineuses du río de los Horcajos

T1 : Table de travertin supérieure ; T2 : Table de travertin intermédiaire ; T3 : Table de travertin inférieure ; D.P. : Dépôts de pente ; A : Dépôt alluvial ; E : Phase d'encaissement.

méditerranéen ;

- les phases d'encaissement successifs du río de los Horcajos, mises en évidence par la fossilisation de terrasses étagées par les travertins, résultent vraisemblablement des mouvements de surrection qui se sont prolongés jusqu'au Pléistocène supérieur (*supra* : Introduction générale, 2. h.). Néanmoins, il ne faut pas négliger l'influence des oscillations climatiques pléistocènes. Le calage chronologique des travertins de Tolox, la détermination des empreintes foliaires et de la malacofaune mettent en évidence une relation privilégiée entre les optima climatiques et la travertinisation (les

causes de cette relation sont développées dans le Chapitre 3, 1.1., *infra*). Faut-il pour autant associer les phases de creusement (responsables de l'étagement des travertins) aux péjorations climatiques pléistocènes ? Lors des maxima de froid, les reliefs ont été débités par la cryoclastie tandis que la *hoya* était remblayée de débris apportés par les torrents descendant de la *sierra*. L'étude des formations détritiques piégées en amont des travertins de Tolox a justement mis en évidence l'importante masse de débris transitant par le río de los Horcajos durant les épisodes froids pléistocènes. Or cette surcharge sédimentaire des torrents a, sans nul doute, inhibé le

creusement des ravins, tout au moins dans la zone de transfert qui correspond au piémont, c'est à dire là où se situent les travertins. C'est pourquoi nous rattachons plutôt l'enfoncement des ravins sur la retombée de la *sierra* aux phases de transition bio-climatique pléistocène et non au pléni-froid.

3.2.2. Les formations détritiques de las Cuevas del Moro et leurs enseignements sur l'évolution de la vallée du río Verde

A un demi-kilomètre à l'aval de sa source karstique (émergence du río Verde), le río Verde marque un brusque coude vers le SE. Sur la rive gauche de ce coude, un étroit col surbaissé (Puerto del Hoyo : 670 m) sépare les vallées du río Verde et de l'arroyo de las Cuevas del Moro (Figure III.130). Cet arroyo entaille en un profond ravin la retombée méridionale de las Nieves. Au pied de celle-ci, près du contact Dorsale-Alpujarride, l'arroyo marque un brusque coude vers l'E puis rejoint après un trajet parallèle le río Verde. Au niveau de ce changement de direction, se développe un important dépôt détritique, dont l'épaisseur maximale est d'environ 40 m (700-660 m) et dont l'extension en rive gauche est de l'ordre de 600 m. Plusieurs sources sourdent au contact de cette formation détritique et des péridotites sur lesquelles elle repose; la plus importante d'entre-elles est la Fuente Duende située à l'extrémité-aval de ce colmatage.

Cette formation détritique qui se marque dans le paysage par une plate-forme suspendue, se caractérise par un matériel essentiellement bréchique présentant une alternance :

- d'une part, de niveaux de brèches relativement homogènes aux débris subanguleux bien calibrés, d'ordre décimétrique, passant parfois vers le bas à des niveaux alluviaux peu épais. Ces brèches présentent un pendage régulier d'environ 20° ;

- et, d'autre part, de niveaux plus hétérométriques où se mêlent des blocs et des débris anguleux, noyés dans une matrice argileuse rougeâtre. Ces niveaux hétérogènes ne présentent ni pendage, ni litage.

L'ensemble du matériel bréchique provient exclusivement de la Dorsale Bétique (calcaires, dolomies et marbres). Cette formation détritique a été postérieurement indurée par un ciment calcaire ; cette cimentation apparaît, cependant, plus importante dans les niveaux grossiers qui se marquent par un système de surplombs.

Cette formation détritique témoigne d'une puissante phase d'ablation de la *sierra* qui s'est exercée, dans un contexte morpho-climatique "périglaciaire", selon les modalités suivantes :

- les niveaux grossiers expriment à la fois un vigoureux décapage du manteau d'altérite de la *sierra* (matrice argileuse rougeâtre) et une puissante érosion des versants (blocs calcaires décimétriques). Ce matériel a transité sous

forme de "coulées boueuses" par l'entaille torrentielle de l'arroyo de las Cuevas del Moro et s'est ensuite étalé, à l'aval, dans le vallon agencé au contact des péridotites. L'étalement sur un demi-kilomètre de ces coulées a été vraisemblablement facilité par les apports d'eau liées à la ligne de sources qui longe le contact Dorsale-Alpujarride. Ces coulées boueuses sont vraisemblablement l'expression de puissantes crues de fusion nivale ;

- les niveaux bréchiques homogènes correspondent à la dégradation du versant méridional de la *sierra* par la gélifraction ; ces dépôts de pente qui passent en certains endroits à un dispositif en terrasse, sont l'expression de séquences climatiques périglaciaires moins humides.

L'induration postérieure de ces différents dépôts détritiques périglaciaires, est due aux écoulements incrustants issus des sources sourdant le long du contact Dorsale-Alpujarride. La datation du ciment calcaire (68 000 B.P.) permet de rattacher cet épisode d'induration à un interstade du Würm ancien. Ce calage chronologique permet, d'une part, d'attribuer le remblaiement détritique au dernier épisode froid du Pléistocène moyen et, d'autre part, de fixer le recreusement de ce colmatage et l'abaissement d'une vingtaine de mètres du talweg dans les péridotites aux épisodes froids du Pléistocène supérieur. En effet, la Fuente Duende, perchée à près de 20 m au dessus du lit actuel, a déposé sur le versant de la vallée surcreusée des tufs attribués à l'Holocène.

L'étude des formations détritiques de las Cuevas del Moro souligne, à nouveau, les relations existant entre, d'une part, l'érosion des reliefs et les décharges détritiques dans les vallons et, d'autre part, l'incision fluviale et les phases de transition climatique pléistocènes. Il est bien entendu que cette incision fluviale n'a pu se réaliser qu'en présence d'un potentiel gravitaire ayant été essentiellement provoqué par les mouvements tectoniques pléistocènes.

3.3. Conclusions

L'étude des piémonts de la Sierra de las Nieves a mis en valeur deux grands types de comportements morphologiques complémentaires :

- le piémont nord-occidental dépendant des bassins de Ronda et d'Antequera-Ardales qui a conservé un relief, en grande partie, hérité présentant une alternance de buttes arrondies et de larges vallons ouverts ; le maintien d'une telle topographie est directement lié au faible degré d'évolution du réseau hydrographique ;

- les retombées dépendantes de la Méditerranée se caractérisent, au contraire, par une forte dissection due à un réseau hydrographique profondément encaissé.

Cette différence de comportement met, tout d'abord, en avant le caractère déterminant de la proximité géographique du niveau de base méditerranéen dans l'évolution des piémonts. C'est cette proximité, associée

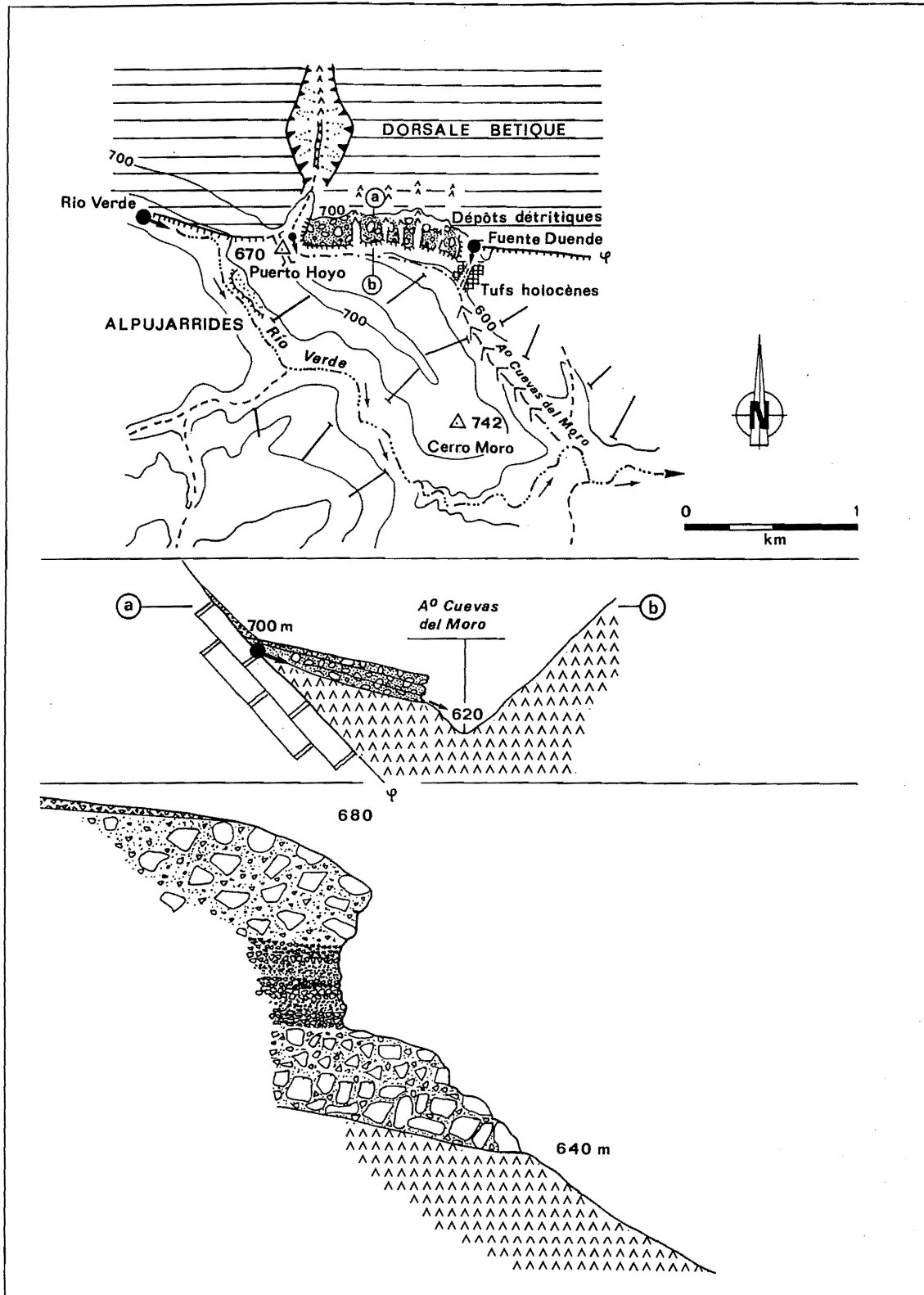


Figure III.130 - Situation et coupes des dépôts de pente del Moro - Vallée amont du río Verde

aux successifs mouvements tectoniques ayant entraîné le soulèvement d'ensemble de la *serranía*, qui est responsable du caractère évolué du réseau hydrographique dépendant directement de la Méditerranée (ríos Verde et Genal) ou de la Hoya de Málaga (río Grande). L'encaissement de ces ríos, en provoquant le développement d'un potentiel de karstification (gradient hydraulique), a contribué, d'une part, à l'organisation des structures de drainage karstique de las Nieves vers les vallées méditerranéennes (émergence du río Verde, sources de Tolox, émergence de los Zarzalones) et, d'autre part, à la capture de cours d'eau initialement rattachés aux bassins septentrionaux (cf. Llanos de la Nava).

La définition des différentes étapes d'enfoncement du réseau hydrographique, surtout méditerranéen, apparaît capitale dans la détermination de l'évolution du karst de las Nieves. Le karst paraissant se suffire à lui-même, c'est paradoxalement l'étude des formations travertineuses qui permet de fixer les dernières étapes d'encaissement du réseau hydrographique et d'aborder les incidences des variations climatiques durant le Pléistocène moyen et supérieur. Ainsi l'enfoncement durant le Pléistocène supérieur qui est de l'ordre de 4 à 6 m sur le piémont septentrional et de 10 à 20 m sur la retombée méridionale, en fonction du matériel incisé, souligne, en dehors de la différence de creusement entre ces deux piémonts, la poursuite de l'enfoncement du réseau hydrographique.

L'étude des tables supérieures de travertins de Tolox a permis de mettre en valeur que l'essentiel de l'enfoncement du réseau hydrographique méditerranéen est largement antérieur à la seconde moitié du Pléistocène moyen. Or, par ailleurs, on sait qu'en dehors des premiers mouvements tectoniques (charnière mio-pliocène) qui ont contribué à la déformation de la surface fondamentale (bascullement) et à un exhaussement des zones internes bétiques, la *serranía* a connu un puissant soulèvement d'ensemble post-pliocène. C'est vraisemblablement durant et suite à cette phase tectonique ainsi qu'à la régression marine contemporaine de cet épisode que s'est profondément encaissé le réseau hydrographique méditerranéen. L'étude du piémont oriental de la Sierra Prieta-Bonela nous permettra de mieux saisir l'évolution fini-pliocène et Pléistocène inférieur de la *serranía* (*infra* : Chapitre 3).

L'étude des piémonts de las Nieves nous a permis d'aborder les principales raisons de l'organisation des structures karstiques de las Nieves et de compléter le canevas morphogénique défini à partir du plateau sommital.

4. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA SIERRA DE LAS NIEVES ET DE SES PIÉMONTS

L'analyse des paysages qu'ils soient karstiques, fluviaux ou polygéniques tant sur le plateau sommital que sur les piémonts de las Nieves, a permis de mettre en valeur une longue évolution morphologique, dont l'originalité résulte de la position de cette *sierra* entre deux niveaux de base régionaux : le bassin de Ronda et la Méditerranée (Tableau synoptique III.18).

Après les phases tectoniques responsables de la structuration des zones internes et de leur chevauchement sur les zones externes bétiques, une importante phase distensive (fini-Burdigalien, Tortonien inférieur) est responsable de l'ouverture de la mer d'Alboran et de l'individualisation du bassin de Ronda qui sont, tous deux, envahis plus ou moins précocement par la mer miocène (*supra* : Introduction générale, 2.4.).

Le caractère conglomératique des premiers termes du remblaiement molassique du bassin de Ronda et de la Hoya de Málaga rend compte d'une puissante ablation des reliefs émergés et implicitement de la relative vigueur de ces reliefs. Durant l'épisode marin tortono-messinien, ces reliefs ont été considérablement érodés. L'étude du bassin de Ronda (*supra* : Introduction générale et *Serranía de Grazalema* et R. Lhénaff, 1977) ainsi que du piémont occidental de las Nieves (transect Llanos de la Nava-bassin de Ronda et J.J. Delannoy, 1992) a mis en évidence l'existence d'une surface d'aplanissement plus ou moins parfaite qui, au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la dépression de Ronda, passe à un paysage fortement éroulé : la surface fondamentale miocène (s'étant parachevée au Messinien). La continuité topographique qui existe entre les surfaces bordant cette dépression et les reliefs éroulés, permet avec précaution de délimiter l'étendue de la surface messinienne et la zone d'influence du bassin de Ronda. Celle-ci remontait sûrement jusqu'à la bordure nord-occidentale de la Dorsale bétique, voire plus si on se réfère aux observations de R. Lhénaff (1981) qui révèlent une relative continuité topographique depuis le bassin de Ronda jusqu'à la Sierra Alcaparain qui appartient à la Dorsale. R. Lhénaff montre que, dans le cas de cette *sierra*, l'érosion tortono-messinienne a été favorisée par le dispositif structural : la surface, sans contester d'aplanissement, se confond avec le plan de cisaillement supérieur que l'érosion a dégagé puis nivelé. Bien que nous ne disposions pas de preuves formelles, on peut se demander si on ne retrouve pas des conditions similaires dans la Sierra de las Nieves où le plan de cisaillement supérieur (nappes malago-alpujarrides sur la Dorsale bétique) recoupe à plat le synclinal couché du plateau sommital. Quelles qu'en soient les modalités, c'est vraisemblablement à cette phase d'évolution qu'on doit la subégalité altitudinale et la lourdeur des reliefs

ETAPES	Karst de surface de Las Nieves	Endokarst de la Sierra de Las Nieves	Piémonts
MIOCÈNE SUPÉRIEUR	<ul style="list-style-type: none"> - Développement de la "Surface fondamentale" en relation avec le bassin de Ronda. - Sur la sierra, cette surface s'exprime par un "relief à buttes" et à vallons en U 	<ul style="list-style-type: none"> - Développement de Cavités horizontales 	<ul style="list-style-type: none"> Développement de la "surface fondamentale". Aplanissement en bordure du bassin de Ronda et relief à buttes dans les zones élevées et éloignées du bassin de Ronda.
MESSINIEN ET CHARNIÈRE MIO-PLIOCÈNE	<ul style="list-style-type: none"> - Basculement de la S.F. vers le seuil de Yunquera. - Surimposition du réseau hydrographique. - Entaille des vallons en grand V. 	<ul style="list-style-type: none"> Première phase de verticalisation de l'endokarst 	<ul style="list-style-type: none"> - Basculement de la S.F. de la part et d'autre de la faille de las Turquillas : <ul style="list-style-type: none"> - à l'W, vers B. Ronda - à l'E, vers El Burgo - Surimposition du réseau hydrographique sur le Piémont N.W. (entaille réduite).
PLIOCÈNE (Transgression marine)	<ul style="list-style-type: none"> - Développement des dépressions karstiques. 		<ul style="list-style-type: none"> - Organisation du réseau hydrographique méditerranéen vers la Mer d'Alboran Golfe marin pliocène de la Hoya de Málaga.
MOUVEMENTS POST-PLIOCÈNES MARINS de la Hoya de Málaga. Ces sédiments ont été portés à plus de 650 mètres d'altitude.	<ul style="list-style-type: none"> - Enfoncement du réseau hydrographique (vallons en V, ravins périphériques). - Enfoncement des dépressions karstiques - Moindre potentiel hydraulique d'où vallons suspendus. - Seuil qui limite la sierra : érosion régressive des ravins périphériques. - Ouverture des dolines sur la périphérie du plateau sommital. 	<ul style="list-style-type: none"> - Seconde phase de verticalisation du karst (Sima GESM ?). - Mise en place des structures de drainage karstique. - Capture des eaux de surface au profit du karst souterrain et de l'incision des piémonts. - Conservation de vieilles topographies (reliefs à buttes et vallons en U) bien que retouchées ultérieurement par processus périglaciaires. 	<ul style="list-style-type: none"> - Entaille fluviale du piémont sud-oriental. - Emergences k. dans les vallées méditerranéennes - Capture des eaux du piémont NW au profit du piémont méditerranéen (Llanos de la Nava). - Incision par érosion régressive du piémont NW (Arcos) ; incision qui a été localement contrariée par phénomènes mécaniques et/ou karstiques.

Tableau III.18 - Tableau synoptique de l'évolution morphogénique de la Sierra de las Nieves

sommitaux ainsi que les topographies fortement émoussées du plateau sommital et de son piémont nord-occidental⁽¹⁾.

L'agencement du relief à buttes et à larges vallons en U est probablement consécutif, voire sub-contemporain, de la surface fondamentale messinienne. Quoi qu'il en soit, cette topographie, qu'on retrouve à la fois sur le

plateau sommital et son piémont nord-occidental, est assurément antérieure aux premiers mouvements d'exhaussement de la *serranía* (charnière mio-pliocène). En effet, comme nous l'avons souligné, la morphologie très ouverte des vallons en U et leur faible déclivité longitudinale signifient la relative proximité altimétrique du niveau de base régional. Il en est vraisemblablement de même pour les paléo-cavités de las Nieves aujourd'hui à

(1) Il est beaucoup plus délicat, étant donné l'importante dissection de la retombée sud-orientale et la nature du matériel lithologique (flyschs, péridotites, micaschistes...), de définir les paléo-morphologies qui se rattachaient à la mer miocène de la mer d'Alboran.

l'air libre. Leur développement horizontal et leur sub-égalité altitudinale (± 1700 m sur le plateau sommital) indiquent que ces paléo-réseaux souterrains se sont agencés en fonction d'un faible gradient hydraulique, c'est à dire d'un niveau de base karstique peu profond (par rapport à la surface topographique). La genèse de ces réseaux souterrains aujourd'hui perchés à plus de 1200 m au dessus du niveau de base actuel est assurément antérieure aux premiers mouvements d'exhaussement d'ensemble de la *serranía*. De plus, l'organisation de ces cavités exclusivement en fonction de la fracturation liée aux phases tectoniques tangentielles (NE-SW et NW-SE) permet de fixer leur agencement avant la tectonique distensive qui a débuté à partir de la charnière mio-pliocène et qui est à l'origine d'une fracturation de direction submérienne (exemples de la faille Casarabonela-Jolox et de la faille décrochante de las Turquillas-río Verde).

Cette phase tectonique est également responsable du basculement de la paléo-morphologie de las Nieves. De part et d'autre de l'accident submérien de las Turquillas-río Verde, on relève une déformation différenciée ; à l'W, la surface fondamentale s'abaisse vers le NW, en direction du bassin de Ronda, alors qu'à l'E de cet accident, le basculement s'est effectué vers le NE en direction de l'ensellement de El Burgo-Yunquera.

Ces gauchissements de la surface, conjugués au soulèvement d'ensemble et vraisemblablement à la crise messinienne, ont contribué à une nouvelle organisation du réseau hydrographique (surimposée sur la surface messinienne) se dirigeant, soit vers le bassin de Ronda-río Guadiaro, soit vers El Burgo-río Turón, soit vers Yunquera-Hoya de Málaga. Néanmoins, cet épisode n'a, semble-t-il, pas provoqué un encaissement important du réseau hydrographique sur le piémont nord-occidental de la *sierra*. En effet, le bassin de Ronda, d'une part, isolé de son ancienne aire maritime atlantique mais pas encore influencé par la Méditerranée (via le Guadiaro) et, d'autre part, situé à la limite du partage des eaux entre les domaines atlantique et méditerranéen, a connu une longue période hydrographique "expectante" (*supra* : Serranía de Grazalema, Chapitre 3 et 5) ; ce comportement s'est, sans nul, doute répercuté en amont et, notamment, pour les cours d'eau se raccordant à ce bassin.

Sur la *sierra*, les incidences de cet épisode tectonique combinées à celles de la crise messinienne (voir *infra* : chap. 3, 2) sont importantes. Elles ont entraîné une première phase de verticalisation du karst⁽¹⁾ comme en témoignent les paléo-cavités verticales recoupées par la surface topographique ainsi qu'une première phase d'entaille du plateau sommital caractérisée par les larges vallons en V ; vallons qui recreusent, voire recoupent les paléo-vallons en U. La présence de paléo-cavités

verticales sur les replats (anciens fonds de vallons en U) dominant les larges vallons en V met en évidence l'adaptation plus rapide du karst que du creusement fluvial par rapport aux nouvelles conditions paléogéographiques provoquées par le soulèvement ; cela peut s'expliquer par le fait que l'incision des vallons en V, s'étant réalisée par érosion régressive, a affecté plus tardivement le plateau sommital de las Nieves. Ces vallons ont recoupé les paléo-cavités sub-horizontales. Les poljés initiaux dont les rebords recoupent la première génération de cavités verticales, sont l'expression d'un dysfonctionnement karstique qu'on pourrait ici rapporter à la transgression pliocène ; cette transgression a assurément réduit le gradient hydraulique qui avait été exagérément amplifié lors de la crise messinienne.

L'exhaussement post-pliocène marin constitue une phase capitale dans l'évolution morphologique de la Sierra de las Nieves et de ses piémonts. Cette période se marque, en effet, à la fois par un puissant soulèvement de l'ordre de 570 m et par une modification climatique. C'est à cette dynamique d'ensemble que nous attribuons le puissant enfouissement du réseau hydrographique et du karst souterrain de las Nieves. Cette période charnière est, enfin, à l'origine de la suprématie du réseau hydrographique directement dépendant de la Méditerranée ou de la Hoya de Málaga, qui est responsable de la puissante dissection des retombées orientales et méridionales de las Nieves et d'une organisation du drainage karstique exclusivement tourné vers ces cours d'eau (ríos Genal, Verde et Grande). L'encaissement du réseau hydrographique méditerranéen a, en effet, engendré un puissant gradient hydraulique qui a entraîné une seconde phase de verticalisation du karst ; cette phase s'est marquée par l'arrêt du fonctionnement des poljés et le creusement rapide de profondes cavités verticales (type Sima GESM).

L'agencement de structures de drainage karstique a provoqué la "capture" des eaux de surface du plateau sommital au profit du karst souterrain (creusement des conduits) mais également au profit des cours d'eau périphériques où sourdent les émergences karstiques de las Nieves ; cette perte hydraulique des écoulements de surface peut expliquer leur modeste entaille fluviale sur le plateau sommital ainsi que la conservation de la topographie polygénique en grande partie héritée de l'évolution néogène. Sur les piémonts occidental et septentrional de las Nieves, la topographie à buttes et larges vallons a, également, été épargnée de l'érosion fluviale du fait, soit d'un fonctionnement karstique (Sierra de los Arcos), soit d'une capture des écoulements de surface par le réseau méditerranéen, via le karst (río Genal-Llanos de la Nava). Par contre, sur les retombées méditerranéennes, le fort gradient gravitaire a entraîné leur puissante dissection par les cours d'eau périphériques.

(1) Cette verticalisation du karst souterrain a pu débuter dès la "crise messinienne".

Cette entaille fluviale s'est essentiellement effectuée par érosion régressive comme en témoigne le seuil qui sépare ces profonds ravins des larges vallons en V du plateau sommital. Cette importante dissection s'est également traduite par un recul des escarpements bordant le plateau sommital ; ce recul a mis à jour de vieilles cavités sub-horizontales.

L'étude des travertins de Tolox et des spéléothèmes de la Sima GESM et leur calage chronologique permettent de souligner que l'essentiel de l'enfoncement du réseau hydrographique et de la structuration du karst est antérieure au Pléistocène moyen ; ce qui souligne l'importance morphologique de la période fini-pliocène et pléistocène inférieur.

Cette évolution morphologique, essentiellement commandée par la tectonique et l'environnement paléogéographique (proximité géographique du niveau de base méditerranéen), a été vraisemblablement facilitée par les conditions climatiques pléistocènes qui ont fourni l'énergie hydro-chimique nécessaire au creusement et à l'enfoncement du karst (eaux de fusion nivale). L'étude du karst de surface et de l'endokarst a permis de mettre en évidence un enfoncement du karst durant le Pléistocène moyen et supérieur. Celui-ci s'est marqué, d'une part, par un emboîtement des dépressions dans les poljés "initiaux" qui a entraîné un étagement des ponors et, d'autre part, par un surcreusement des conduits souterrains (perchement des planchers stalagmitiques). Cet enfoncement du karst superficiel s'est accompagné d'une régularisation des versants des reliefs à buttes qui se raccordent aux dépressions ; cette régularisation s'est également façonnée sur les versants des vallons en V. Cette régularisation, de facture périglaciaire, recoupe indistinctement les différentes assises lithologiques de la Dorsale et la couverture d'altération argilo-siliceuse ainsi que les paléo-cavités verticales.

Si on retrouve aussi bien pour l'endokarst (à partir des remplissages) que pour le réseau hydrographique de surface (à partir des barrages de travertins) une étroite relation entre péjoration climatique pléistocène (en dehors du pléni-froid) et phase de creusement, ce creusement n'a pu se réaliser qu'en présence d'un potentiel gravitaire ; ce potentiel a pu être provoqué, d'une part, par les variations eustatiques de la Méditerranée et, d'autre part, entretenu par le soulèvement de la Dorsale durant le Pléistocène moyen et supérieur.

Enfin, l'étude des pertes karstiques actuelles et des cavités de soutirage a permis de mettre en évidence un épisode de colmatage des cavités se situant sur les bas-versants des vallons en V et des buttes du plateau sommital. Ce colmatage, provoqué par la solifluxion des colluvions argilo-siliceux, a pu être rattaché au fini et/ou tardi-Pléistocène supérieur.

Les déséquilibres écologiques dues aux activités anthropiques sont responsables d'une vigoureuse érosion des formations meubles superficielles (ravines) et incidemment du déboufrage du karst comme en témoignent la réactivation des cavités colmatées et la multiplication des soutirages sur le plateau sommital.

CHAPITRE III

LE PIÉMONT MÉDITERRANÉEN DES SIERRAS PRIETA-BONELA

Le piémont des Sierras Prieta-Bonela, compris entre Yunquera et Casarabonela, est particulièrement intéressant car il permet de définir avec une relative précision les différents enchaînements géomorphologiques de la retombée méditerranéenne de la Serranía de Ronda, depuis la fin du Miocène jusqu'à l'Holocène. Les nouvelles observations recueillies notamment sur les sites d'Alozaina et de Casarabonela-Puerto de los Martinez nous autorisent à proposer un nouveau schéma d'évolution de ce piémont où est abordée la part respective de la crise messinienne, de la transgression marine pliocène, de la tectonique "plio-pléistocène" et des épisodes climatiques pléistocènes.

Cette nouvelle approche morphogénique permet également de repreciser l'évolution du réseau hydrographique dépendant de la Hoya de Málaga qui a joué un rôle capital dans la karstification des *sierras* bétiques puisqu'il a déterminé les successifs gradients hydrauliques des systèmes karstiques de la *serranía*. Cette même karstification est à l'origine des nombreuses formations travertineuses de ce piémont dont l'étagement, depuis 680 m jusqu'à 350 m d'altitude, scelle différentes phases d'enfoncement du réseau hydrographique méditerranéen que n'avait pu mettre en valeur l'étude des formations continentales et/ou marines de cette retombée.

Enfin, l'étude du piémont des *sierras* Prieta-Bonela complète et précise l'évolution karstogénique de la Serranía de Ronda proposée à partir des formes exo et endokarstiques de la Sierra de las Nieves.

1. LES FORMATIONS TRAVERTINEUSES DES SIERRAS PRIETA-BONELA

La retombée méditerranéenne des Sierras Prieta-Bonela possède entre Yunquera et le Puerto de los Martinez, soit sur une douzaine de kilomètres, six importants complexes travertineux compris entre 680 et 350 mètres d'altitude. Ces différents systèmes sont les tables étagées de Yunquera (680 m-550 m), de Jorox (580 m-350 m), et de Casarabonela (520 m-420 m), les édifices emboîtés del Arroyo Hornillo (480 m), la plate-forme d'Alozaina (420 m) et la formation du Puerto de los Martinez (650 m) (Figure III.131). Les quatre premiers systèmes sont reliés à des sources karstiques situées le long du contact anormal entre la Dorsale bétique et les nappes alpujarro-malaguides. Les sources à l'origine de la plate-forme d'Alozaina restent à définir. Le massif travertineux du Puerto de los Martinez est totalement

déconnecté des circulations hydrogéologiques et hydrologiques actuelles.

L'étude des travertins est riche d'intérêt à plusieurs titres :

- ils constituent, comme les concrétions endokarstiques, une part de la redistribution des carbonates issus de la dissolution de la masse karstique. Expression de la précipitation des carbonates contenus dans les eaux, les travertins sont tributaires, à la fois, du bâti géologique traversé par les flux d'eau, du degré d'évolution de la structure de drainage karstique (système inertiel ou non influençant le régime des émergences et le chimisme de leurs eaux), et de l'environnement bio-climatique (précipitations, fourniture de CO₂,...). En ce sens, l'étude des anciennes formations travertineuses peut apporter des informations sur les fonctionnements passés du karst ;
- ils scellent fréquemment des paléotopographies (surfaces, vallées, terrasses...). Ils contiennent souvent d'abondants restes végétaux (pollens, feuilles, troncs...) et animaux (mollusques, insectes...) qui permettent de fixer l'ambiance bio-climatique contemporaine de leur mise en place. Les travertins constituent, donc, des jalons utiles dans la reconstitution paléoenvironnementale ;
- les formations travertineuses comme les concrétions souterraines présentent l'avantage de pouvoir être datées par des méthodes isotopiques (C¹⁴, U/TH). Par ailleurs, l'étude des isotopes stables comme l'Oxygène 18 et la Carbone 13 est susceptible d'apporter des informations, à la fois, sur les conditions de formations des travertins (climat, température de l'eau...), sur l'origine des eaux (karstique, thermique,...) et du CO₂ (biogénique ou profond).

La formation des travertins ainsi que les facteurs favorisant ou non la travertinisation ayant été abordés dans la Livre I (II partie, Chap. 2, 3.3), nous ne rédévelopperons pas cette question ici.

L'étude des travertins des Sierras Prieta-Bonela est, ici, conduite dans une double perspective de travail :

- ils sont un excellent support à l'étude paléoenvironnementale de ce piémont étant donné qu'ils fossilisent des paléomorphologies dont il est possible, dans certains cas, grâce à eux, de fixer l'âge (datation, formation corrélative) et l'ambiance écologique et climatique (détermination des restes végétaux) ;
- ils sont l'expression de différentes phases de karstification des *sierras* bétiques liés à de successives restructurations des systèmes karstiques. Dans cette perspective, il est important de bien fixer les différentes causes favorables à la formation des travertins afin de pouvoir les confronter aux différents sites étudiés.

En fonction de cette double perspective de travail, les formations travertineuses du Puerto de los Martinez, de Yunquera et de Jorox seront plus particulièrement

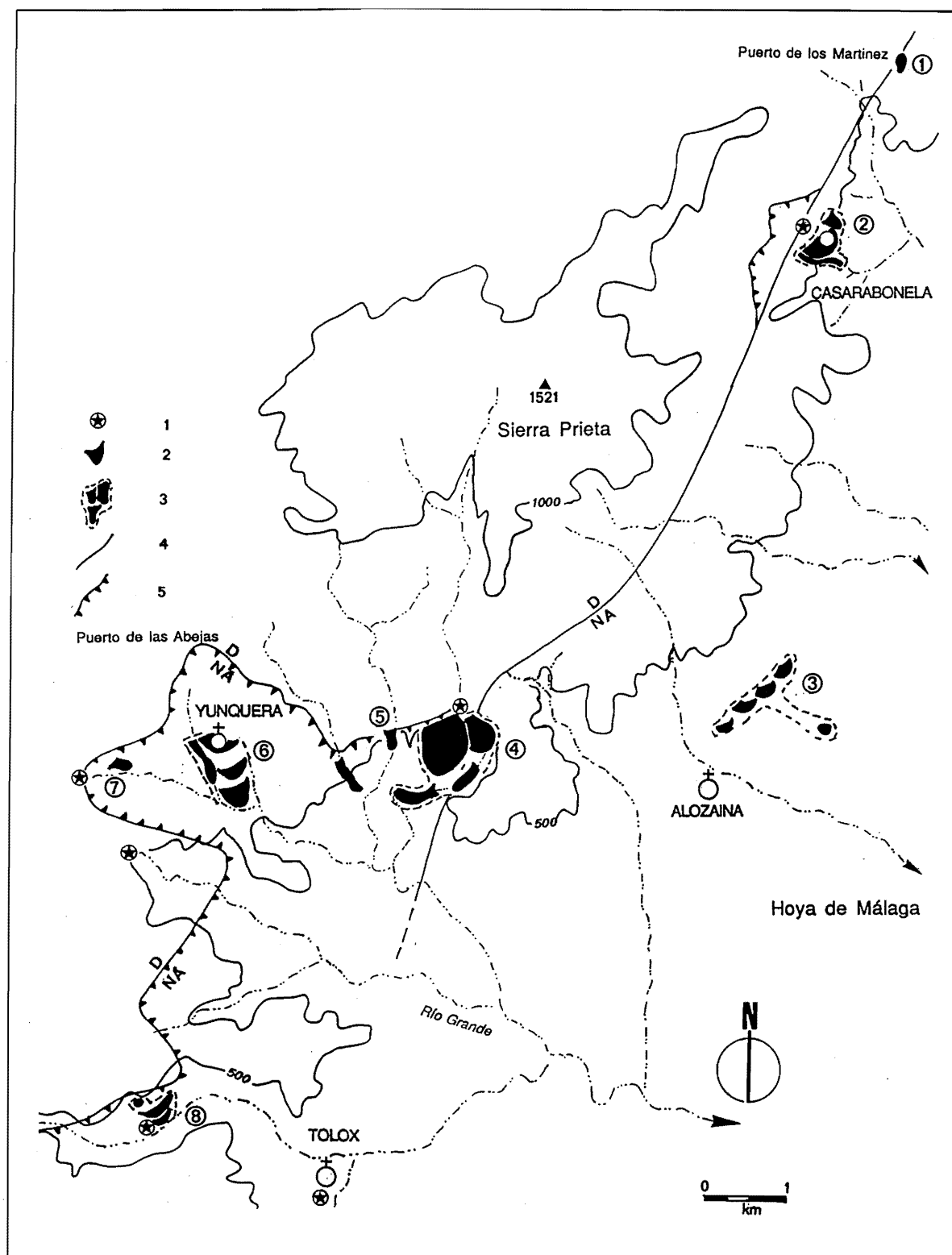


Figure III.131 - Carte de situation des différents sites étudiés

1 : Source karstique ; 2 : Travertin ; 3 : "système" de travertins ; 4 : Accident tectonique majeur ; 5 : Chevauchement ; D : Dorsale ; NA : Nappe Alpujarride.

Les édifices travertineux : 1 : Puerto de los Martínez ; 2 : Casarabonela ; 3 : Aloxaina ; 4 : Jorox ; 5 : Hornillos, 6 : Yunqueira ; 7 : Umbria ; 8 : Tolox.

étudiées. Les raisons de ce choix sont les suivantes :

- le massif travertineux du Puerto de los Martínez, du fait de sa fossilisation par le Pliocène marin et de sa

position perchée à plus de 650 mètres d'altitude, apporte des informations sur la paléogéographie néogène ;

- le système de Jorox présente un étagement de cinq

formations travertineuses qui calent différentes phases d'enfoncement du réseau hydrographique descendant de la Sierra Prieta et se raccordant à la Hoya de Málaga (Arroyos del Encinar et de Siete Fuentes) ;

- le système de Yunquera, situé au contact des *sierras* de las Nieves et Prieta, se distingue des autres formations carbonatées de ce piémont par un étagement "inverse" de ses tables de travertins.

Par ailleurs, la plate-forme de travertin d'Alozaina sera abordée parallèlement à l'étude des formations bréchiques d'Alozaina ("brèches mortadelles") et de son glacis d'ablation karstique (*infra*).

1.1. Les tables de travertins de Jorox

Entre Yunquera et Alozaina, au niveau du Km 38,5 de la route *comarcal* 344, se développe le "complexe" de travertins de Jorox qui se caractérise par un emboîtement de cinq formations étagées sur plus de 200 mètres de dénivellé (Figures III.132 et III.133). Ces édifices sont liés à une puissante émergence karstique : le *manantial* de Jorox. Celle-ci sourd dans le talweg de la gorge de las Siete Fuentes qui entaille la retombée de la Sierra Prieta ; cette gorge est actuellement exempte de tout écoulement superficiel, hormis lors des périodes de très fortes pluies. Ce n'est qu'à partir de cette émergence que le río Jorox possède un régime pérenne. Celui-ci conflue avec le río Grande (240 m) qui rejoint la Hoya de Málaga où il conflue avec le río Guadalhorce (35 m).

L'émergence de Jorox se situe à un véritable carrefour structural. Elle s'ouvre, en effet, au niveau du contact anormal nappe alpujarride-dorsale bétique et à l'extrémité septentrionale d'un horst de péridotites alpujarrides. Le complexe de travertins de Jorox se développe essentiellement sur ce matériel mantélique. A l'ouest du horst, affleurent les marbres de l'unité alpujarride de los Reales, tandis qu'à l'est affleure la nappe malaguide (schistes) ; la limite orientale de ce horst correspond à l'importante faille de Casarabonela-Jorox (*supra* : Chapitre 1). Enfin, 500 mètres en amont de la source, l'unité Bonela (dolomies et calcaires métamorphiques) chevauche l'unité de las Nieves-Prieta.

Cette émergence au fonctionnement pérenne et possédant un débit moyen de 300 l/s draine la majeure partie de la Sierra Prieta. Elle se caractérise par une minéralisation relativement élevée de l'ordre de 200 mg/l de carbonates dissous dont 50 mg/l de $Mg CO_3$.

1.1.1. Description des formations travertineuses de Jorox

Les formations travertineuses de Jorox se répartissent en quatre grands éléments bien individualisés (Figures III.132 et III.133).

-1- **L'ensemble supérieur** qui débute à une centaine de mètres au sud du contact anormal "nappe alpujarride-unité de Bonela" (Dorsale bétique), repose totalement sur les péridotites. La partie sommitale de cet ensemble se situe entre 585-560 m d'altitude, c'est-à-dire en position perchée par rapport à l'exutoire actuel de l'émergence (530 m). Cet ensemble est, donc, actuellement totalement déconnecté des circulations hydrogéologiques (*manantial* de Jorox) et hydrologiques (río Jorox).

A l'intérieur de cet ensemble, on distingue deux formations légèrement emboîtées : la "formation de la Cruz" et la "table supérieure".

- La première formation sur laquelle est construite la Croix de Jorox (585-580 m), domine d'une petite dizaine de mètres la "table supérieure" (560 m). Cet édifice résiduel présente un faciès extrêmement induré à structures algaires dont la base repose sur un conglomérat ordonné et composé de matériel dolomitique et métamorphique noyé dans une matrice limono-argileuse (ancien dépôt alluvial ?). Malgré sa faible extension, cet édifice indique une tendance à s'épaissir en direction du sud (aval ?) où il atteint une vingtaine de mètres d'épaisseur. Le flanc occidental de la formation semble mouler le bas-versant d'un paléo-talweg creusé dans les péridotites alpujarrides. Le flanc oriental perché au dessus de la plate-forme de Jorox (ensemble intermédiaire) est affecté par des écroulements, ce qui interdit toute reconstitution du second versant de cette éventuelle paléo-vallée. Cette formation est puissamment karstifiée (lapiés, *kamenitza*...).

- En contrebas du rebord occidental de la "formation de la Cruz", débute la "table supérieure" (565-560 m). Un petit "vallon" développé dans les péridotites sépare ces deux formations. La "table supérieure" se développe sur 600 m de longueur vers le SSW et atteint 300 m de largeur. Elle s'épaissit vers le SSW (vers l'aval) pour atteindre une centaine de mètres de puissance au niveau de l'escarpement méridional. Cet escarpement correspond à l'ancien front de progradation de cette formation comme en témoignent les morphologies encore visibles de constructions en cascade. Ce front légèrement arqué vers l'aval se situe dans l'axe-même d'un ancien talweg dont les versants développés dans les péridotites ont été

T°	pH	Cond ; mS/c	Dureté ° F	Ca++ mg/l	Mg++ mg/l	AgNO ₃ ml	Cl- mg/l	Ca++ ppm	Mg++ ppm	Na+
15° 2	7,76	0,32	16,7	43,6	14,9	0,2	28,96	28	24	4,5

Tableau III.19 - Analyse physico-chimique de l'émergence de Jorox -Septembre 1991

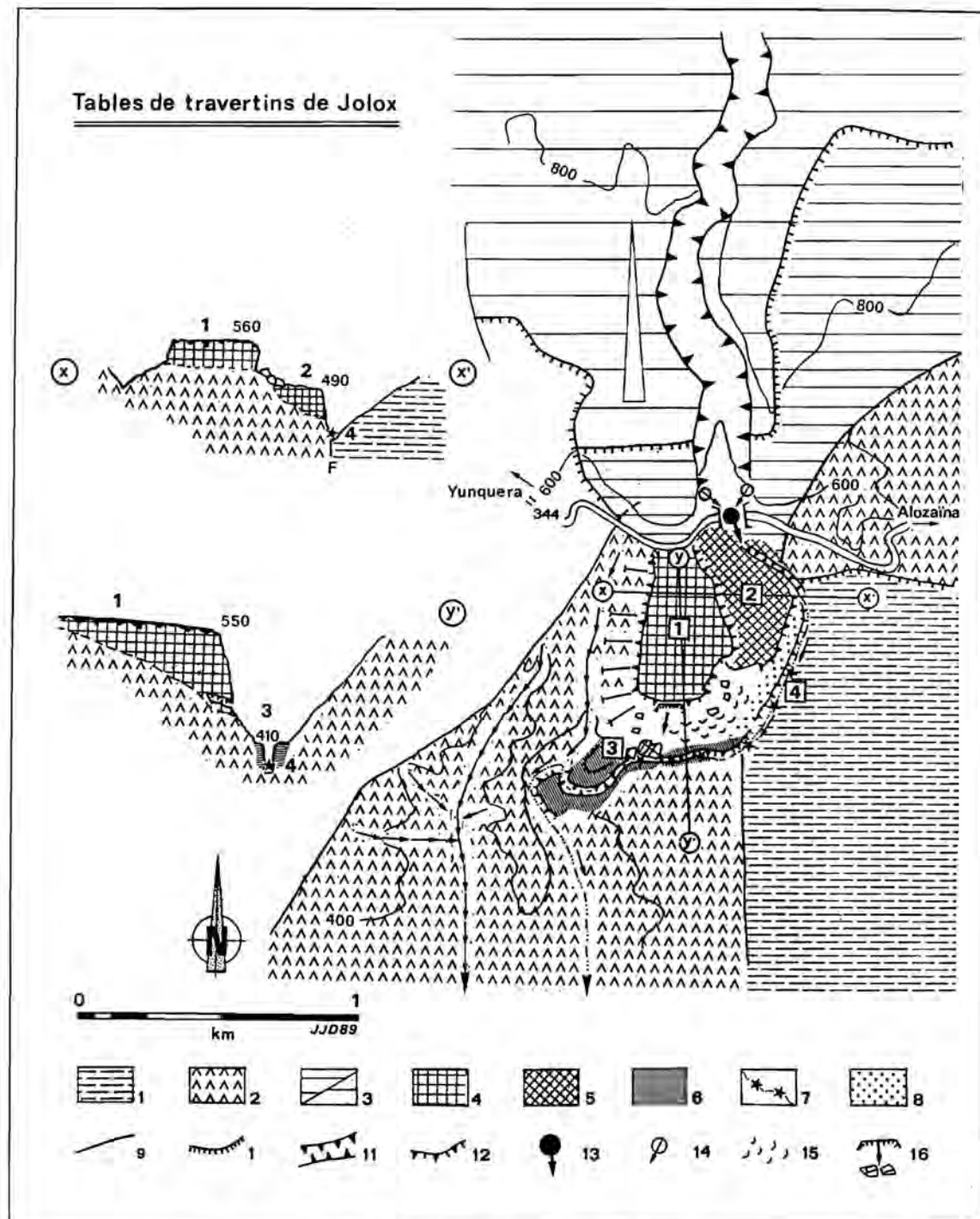


Figure III.132 - Les travertins de Jorox

1 : Schistes malaguides ; 2 : Péridotites alpujarrides ; 3 a : Calcaires et dolomies triasiques de la Dorsale ; 3b : Calcaires et marbres épimétamorphiques de l'Unité de Bonela-Capella ; 4 : Ensemble supérieur de travertin (formation de la Cruz, "table supérieure") ; 5 : Ensemble intermédiaire (Table de Jorox) ; 6 : Ensemble éémien ; 7 : Ensemble holocène ; 8 : Terrasse fluviale ; 9 : Faille ; 10 : Chevauchement ; 11 : Gorges ; 12 : Escarpement dans les formations travertineuses ; 13 : Emergence karstique ; 14 : Cavité ; 15 : Encroûtement ; 16 : Effondrement.

postérieurement déblayés. Seul le versant situé au nord-ouest de la table a été partiellement conservé.

La surface de la plate-forme est faiblement incisée par un vallon sec de même direction que le paléo-talweg (NNE-SSW). Ce vallon est ponctué de dolines peu profondes dont le fond est tapissé d'une couverture

argileuse rougeâtre contenant du matériel dolomitique, métamorphique et des débris travertineux (formation de la Cruz ?). Ces dolines tout comme les lapiés qui affectent l'ensemble de la plate-forme et les cavités qui s'y développent, témoignent d'une karstification de l'ensemble supérieur. La petite carrière qui entaille le

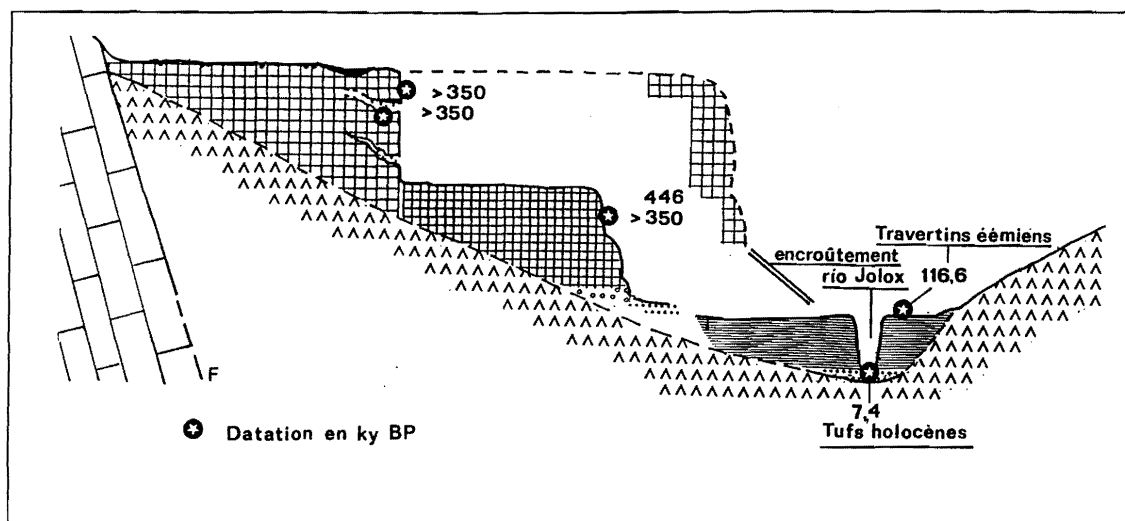


Figure III.133 - Coupe synthétique des travertins de Jorox

1 : Dorsale ; 2 : Péridotites alpujarrides ; 3 : Ensemble supérieur de travertin (formation de la Cruz, "table supérieure") ; 4 : Ensemble intermédiaire (Table de Jorox) ; 5 : Ensemble éémien ; 6 : Ensemble holocène.

flanc sud-est de la table supérieure, permet d'observer différentes poches karstiques emplies de matériel argileux induré riche en gastéropodes. Le front de carrière recoupe deux petites cavités dont la morphologie se différencie clairement des cavernements inhérents aux constructions travertineuses en cascade. Ces cavités ont été, pour leur part, creusées par des écoulements qui ont circulé à l'intérieur de la masse travertineuse. Postérieurement, des formations stalagmitiques s'y sont déposées. Ce front de carrière permet également de distinguer, malgré les effets de la diagénèse, un faciès essentiellement algaire à structure laminaire et des niveaux plus vacuolaires riches en empreintes foliaires.

Les datations isotopiques effectuées sur les travertins de la "table supérieure" donnent un âge plus vieux que 350 000 B.P., limite du géochronomètre U/Th. Il en est de même pour les concrétions développées à l'intérieur des cavités (Tableau III.20).

-2- L'ensemble intermédiaire ou "plate-forme de Jorox" (500-480 m) se développe 80 mètres en contrebas du rebord oriental de l'ensemble supérieur. Cet ensemble débute pratiquement au niveau de la source (légèrement en contre-haut) par une formation stratifiée et en pan incliné moulant un ancien talweg. Cette formation se raccorde à la "plate-forme proprement-dite de Jorox". Cette table qui atteint plus de 40 mètres d'épaisseur (dans l'axe du paléo-talweg colmaté), repose sur un dépôt alluvial grossier (galets de calcaires et dolomies de 5 à 15 cm de diamètre) qui passe vers le haut à un matériel détritique hétérogène noyé dans une matrice sablo-limoneuse. Cette formation travertineuse présente un faciès essentiellement vacuolaire, riche en empreintes

foliaires (Tableau III.21) et relativement bien induré. Au niveau des petits gradins qui affectent cet ensemble, se lit très bien la progradation horizontale des cascades de travertins vers l'aval. La forte anthropisation de cette plate-forme (orangeries) ne permet pas d'avoir de coupes franches de la tranche supérieure du dépôt carbonaté.

Cet ensemble bien que situé légèrement en contrebas et à proximité de l'émergence, est déconnecté du río Jorox par une profonde gorge creusée entre celle-ci et les schistes malaguides. Il semble néanmoins que des écoulements incrustants l'aient ultérieurement parcouru comme en témoignent les rideaux de tufs⁽¹⁾ vacuolaires qui nappent le rebord escarpé de la plate-forme. Les eaux qui circulent actuellement sur la "table de Jorox" sont liées à des aménagements hydrauliques (irrigation, moulin).

Les datations isotopiques U/Th donnent un âge supérieur à 350 000 B.P. pour les travertins de la "plate-forme de Jorox" et de 12 300 B.P. pour les rideaux de tufs.

-3- Le troisième ensemble (415-410 m), débute à 1 kilomètre en aval de la source. Il s'étale sur près d'un kilomètre de longueur en un "système" canalisé par la "gorge" du río Jorox. L'épaisseur de ce colmatage travertineux est comprise entre 30 et 50 mètres d'épaisseur. Les dépôts carbonatés de cet ensemble reposent sur une formation alluviale grossière composée de matériel provenant de la dorsale, de la nappe alpujarride et des tables de travertins supérieures. Cet ensemble beaucoup moins induré que les précédents présente les variations de faciès classiques d'un "travertin de vallée" (J. Vaudour, 1986, F. Magnin et al., 1991) : zones palustres (tufs pulvérulents, niveaux détritiques et

(1) Nous utilisons la typologie proposée par J. Vaudour (1986) qui distingue les travertins s.s. des différents faciès de tufs. Les travertins correspondent à des dépôts carbonatés purs, souvent fortement indurés, d'origine algaire ou algobryophytique, à structure souvent laminaire qui forment des dômes, des barrages ou des constructions en cascade. Les faciès de tufs sont généralement moins purs et plus tendres. On distingue les tufs à empreintes, poreux et vacuolaires, riches en empreintes végétales, les tufs pulvérulents ou boues calcaires et les sables travertineux ou calcitiques.

Echantillon	U (p.p.m.)	U ²³⁴ /U ²³⁸	Th ²³⁰ /U ²³⁴	Th ²³⁰ /Th ²³²	U ²³⁴ /U ²³⁸	Âges (m.a.)
Table sup. Jorox	0,227 (±0,023)	0,916 (±0,095)	2,907 (±0,500)	13		plus que 350
Concrétion dans table sup. Jorox	0,73 (±0,067)	0,966 (±0,087)	2,3 (±0,289)	133		plus que 350
"Table de Jorox" (Niv. inter.)	0,585 (±0,064)	1,048 (±0,110)	1,336 (±0,177)	17		plus que 350
Rideau de tufs (Niv. inter.)	0,502 (±0,023)	1,281 (±0,052)	0,107 (±0,014)	7	1,291	12,3 (±1,6 - 1,7)
Niveau inférieur Jorox	0,391 (±0,0099)	1,243 (±0,029)	0,085 (±0,010)	3,3	1,25	9,6 (±1,1 - 1,2)
Table inter. Tolox	1,857 (±0,031)	1,058 (±0,014)	1,053 (±0,081)	grand	1,058	plus que 350
Concrétion dans table inter. Tolox	4,21 (±0,127)	1,123 (±0,019)	1,35 (±0,0109)	227		plus que 350
Concrétion dans table inter. Tolox	0,335 (±0,022)	1,164 (±0,088)	0,932 (±0,065)	24	1,328	247 (+141, -55,3)
Table inférieure Tolox	3,244 (±0,058)	1,095 (±0,020)	0,629 (±0,024)	grand	1,128	105,5 (+7,3, -6,8)
Form. Iglesia	0,099 (±0,003)	1,052 (±0,040)	0,979 (±0,077)	grand		plus que 350
Form. Cimiterio Yunquera	0,321 (±0,008)	1,048 (±0,197)	0,155 (±0,101)	2,1	0,964	90,8 (+5,5, -5,1)
Form. R.Plano -1-	0,371 (±0,008)	1,048 (±0,026)	0,155 (±0,023)	4,7	1,051	18,2 (+2,9)
Form. Olivos	0,255 (±0,008)	1,016 (±0,036)	1,119 (±0,107)	39,7		plus que 350

Tableau III.20 - Résultats isotopiques et âges des échantillons travertineux
Analyses CERA-K-Mons-Belgique

Table supérieure	Table de Jorox	Table éémienne	Niveau holocène
<i>Corylus avellana</i> <i>Laurus nobilis</i> <i>Salix sp.</i>	<i>Salix sp.</i> <i>Corylus avellana</i>	<i>Quercus faginea</i> <i>Nerium oleander</i> <i>Rubus sp.</i> <i>Salix sp.</i>	<i>Salix sp.</i> <i>Corylus avellana</i> <i>Smilax aspera</i> <i>Hereda helix</i>

Corylus avellana : Noisetier ; *Laurus Nobilis* : Laurier noble (thermophile); *Salix sp* : Saule ; *Quercus faginea* : Chêne (mésoméditerranéen); *Nerium oleander* : Laurier rose (thermoméditerranéen) ; *Rubus sp.* : Ronce ; *Hereda helix* : Lierre ; *Smilax aspera* : Salsepareille (thermophile).

Tableau III.21 - Détermination des espèces végétales contenues dans les travertins de Jorox à partir des empreintes foliaires.

Détermination effectuée par P. ROIRON du Laboratoire de Paléobotanique et Évolution des Végétaux - Université de Montpellier II.

terrigènes), barrages (biohermes) ou cascades (tufs à structures laminaires et vacuolaires riches en empreintes végétales et malacofaune). Cet ensemble a été postérieurement réincisé. Cette entaille recoupe longitudinalement les dépôts travertineux puis s'encaisse au contact des péridotites alpujarrides (en rive gauche puis droite).

Les datations isotopiques de cet ensemble donnent un âge de 116 600 B.P. (+15,1 ; -13,2 k.), soit contemporains

de l'optimum climatique éémien. La détermination des empreintes foliaires permet de définir un contexte forestier tempéré (Tableau III.21).

-4- **Le quatrième ensemble ou ensemble inférieur** (380 m) débute à environ 1,8 kilomètre de l'émergence de Jorox. Ce "travertin de vallée" qui s'étend sur 400 mètres, a colmaté sur une trentaine de mètres de hauteur la base de la gorge. L'incision postérieure de cette formation

travertineuse permet de relever la séquence verticale suivante et un passage très rapide des formations détritiques aux dépôts carbonatés (figure 58D) : bed-rock alpujarride, dépôt alluvial grossier de deux mètres d'épaisseur, formation sablo-limoneuse puis limoneuse (moins d'un mètre), et dépôt carbonaté. Longitudinalement, on peut observer différents faciès à l'intérieur des dépôts carbonatés : tufs pulvérulents (craie à passées graveleuses), tufs à empreintes et tufs de cascades ; association caractéristique de la construction de dômes ou cascades à l'arrière desquels se développent des zones palustres.

Le versant qui se développe en contrebas de la "table supérieure", se raccorde au sommet de ce travertin de vallée. Ce versant est recouvert par un puissant encroûtement carbonaté (0,50 à 2 mètres d'épaisseur) qui présente à sa surface de nombreuses formes de dissolution (lapiés, kamenitza...).

En amont de cet ensemble, on relève dans le fond de la gorge du río Jorox un système de cascades de tufs au faciès poreux tendre alvéolaire et riches en empreintes végétales (niveaux à feuilles, manchons, algues, mousses...). Ces constructions en cascade ont été réentaillées postérieurement par le río. Cette réentaille reste limitée aux cascades de tufs et ne surcreuse que faiblement l'ancien lit du río Jorox.

Les datations isotopiques donnent un âge de 9 600 B.P. pour l'ensemble inférieur et de 7 400 B.P. pour les cascades de tufs. Ces deux formations carbonatées qui appartiennent toutes deux à l'Holocène, sont vraisemblablement contemporaines.

1.1.2. Conditions d'évolution des formations travertineuses de Jorox

Le complexe de Jorox permet de définir plusieurs étapes d'enfoncement du réseau hydrographique, l'ambiance bio-climatique des divers édifices travertineux, et différentes phases de karstification du massif.

1.1.2.1. Une succession de phases de creusement et de construction travertineuse

Les formations étagées de Jorox, en scellant les talwegs successifs du río Jorox, mettent en évidence six phases d'encaissement du réseau hydrographique alternant avec cinq périodes de construction travertineuse (Figure III.134).

-1- La "formation de la Cruz" moule partiellement un ancien talweg ; outre la position perchée de celui-ci, il est intéressant de noter la présence dans le matériel alluvial scellé par le travertin de dolomies et calcaires provenant de la Sierra Prieta ; matériel qui démontre l'ancienneté des écoulements descendant de la *sierra*.

-2- Entre la "formation de la Cruz" et l'accumulation de la "table supérieure", la vallée s'est encaissée d'une trentaine de mètres. Celle-ci présentait un profil pentu

comme en témoigne l'épaississement rapide et important de la "plate-forme supérieure" qui passe, d'amont en aval en moins de 600 m, d'une vingtaine à une centaine de mètres d'épaisseur. Il semble que jusqu'à la phase terminale de la construction travertineuse, les écoulements aient emprunté l'axe de cette paléo-vallée comme tendent à le démontrer la présence du vallon sec et de dépôts allochtones (*supra*) à la surface de la "table supérieure".

-3- L'élaboration de la "table supérieure" est suivie d'un enfoncement du río de 50 à 70 m sur la rive gauche de la paléo-vallée aux dépens des péridotites. La part des eaux descendant de la *sierra* dans cet enfoncement apparaît importante si on se réfère à la nature du matériel alluvial (essentiellement dolomitique et calcaire) fossilisé sous la "plate-forme de Jorox". Cette phase d'enfoncement du réseau hydrographique s'est traduite par un abaissement de l'exutoire karstique. En effet, alors que la "table supérieure" est, elle, nettement perchée par rapport au *manantial* actuel, le travertin de source contemporain de la "plate-forme de Jorox" se raccorde à un paléo-exutoire qui devait se situer à seulement 5 m au dessus de l'actuel.

C'est probablement durant cette phase d'enfoncement que se sont agencées les cavités à l'intérieur de la "table supérieure". En effet, la taille, la morphologie et l'organisation de ces conduits réclament une certaine quantité d'eau que le seul impluvium de l'ensemble supérieur n'a pu pourvoir ; masse d'eau qu'il disposait donc avant son perchement.

-4- Postérieurement à la construction de la "table de Jorox", les eaux ont incisé partiellement l'amont de cette formation, puis se sont encaissées entre le rebord de la plate-forme et les schistes malaguides. L'abaissement du talweg qui s'est essentiellement développé aux dépens des schistes puis des péridotites, est ici plus délicat à déterminer étant donné que le troisième ensemble travertineux se situe plus en aval. La différence altimétrique entre la base respective du front de progradation de la "table de Jorox" et de l'amont de la formation éémienne, distante de 300 mètres est de 30 à 40 mètres.

Cette phase d'enfoncement du réseau hydrographique et les suivantes, contrairement à la précédente, n'ont entraîné qu'un faible abaissement de l'exutoire (5 mètres au plus). Ceci paraît, à priori, étonnant puisqu'en aval on a du matériel facilement affouillable (schistes et péridotites) dont l'érosion aurait normalement dû entraîner un abaissement de l'exutoire le long du contact anormal.

-5- Le calage chronologique des formations éémienne et holocène permet de rattacher à la période "würmienne" l'incision du troisième ensemble travertineux ; les eaux du río Jorox, après avoir recrusé les travertins, ont creusé le *bed-rock* alpujarride de 5 à 10 mètres maximum. Ce qui concorde avec l'incision post-éémienne du río de los Horcajos (*supra* : Chapitre 2, travertins de Tolox).

-6- L'Holocène est marqué par une nouvelle phase de travertinisation (ensemble 4) qui se développe au Pré-

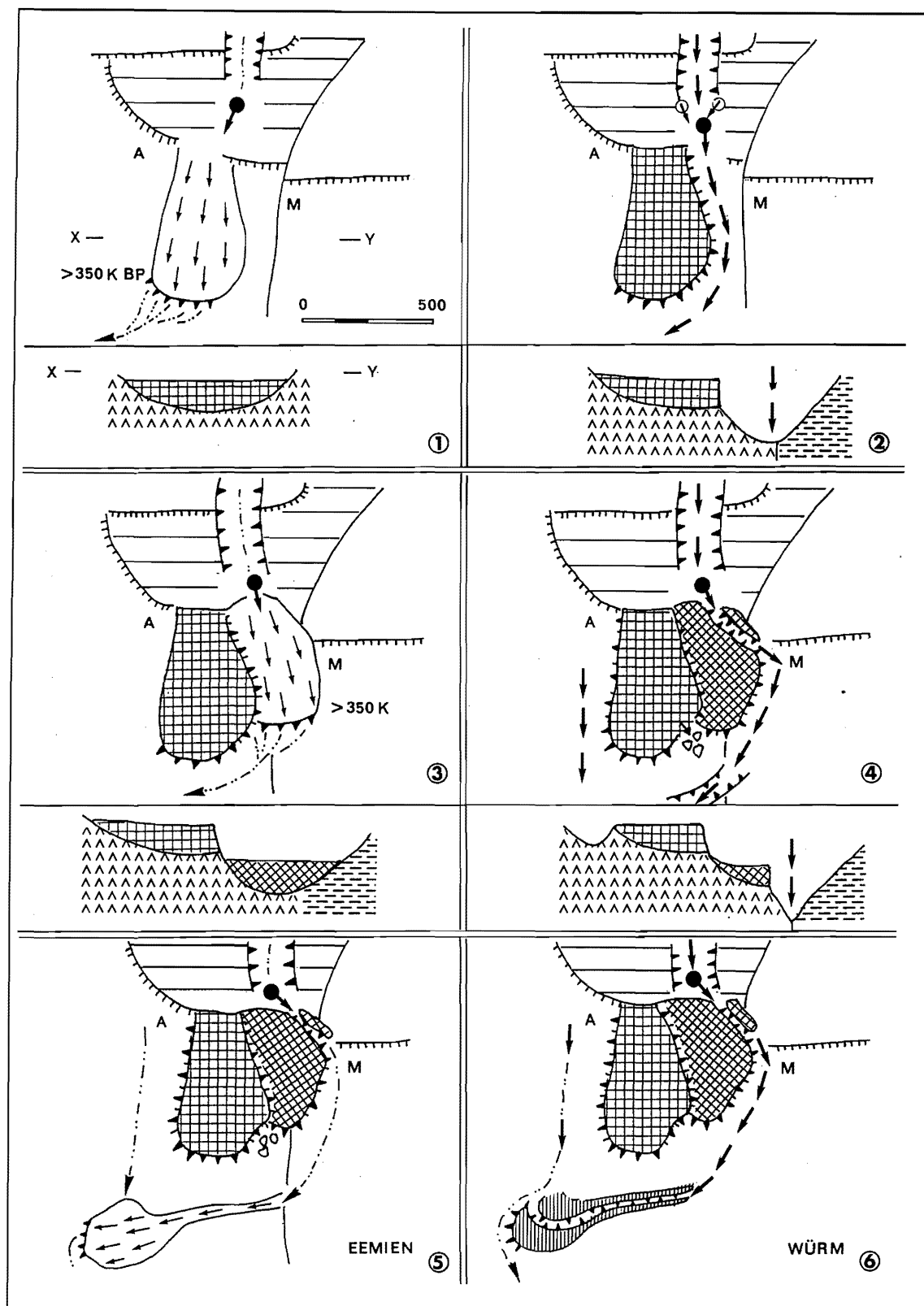


Figure III.134 - Evolution schématique du site de Jorox

Boréal, pour l'ensemble inférieur principal, et qui se prolonge jusqu'à la fin du Boréal-début Atlantique pour les cascades.

-7- Postérieurement à l'Atlantique, l'ensemble des travertins holocènes a été réincisé par le río Jorox.

Seuls les derniers dépôts ont été bien calés chronologiquement (Tableau III.20). Les premiers remontent au delà de 350 000 B.P. et datent vraisemblablement, pour les plus anciens, du Pléistocène inférieur. En effet, on relève que le rapport isotopique

U^{234}/U^{238} est de l'ordre de l'unité pour l'ensemble supérieur alors qu'il est plus grand que 1 pour les ensembles intermédiaire et inférieur. Il est, de ce fait, tentant de penser que les rapports isotopiques initiaux [U^{234}/U^{238}] étaient plus grands que 1, et, donc, que l'ensemble supérieur, présentant de l'uranium à l'équilibre radioactif, serait plus vieux qu'environ 1,5 million d'années et que les ensembles intermédiaire et inférieurs seraient plus jeunes que cet âge.

Le complexe de Jorox indique donc clairement que l'essentiel de l'enfoncement du réseau hydrographique dépendant de la Hoya de Málaga est franchement antérieur au Pléistocène moyen et vraisemblablement aux derniers "épisodes froids" du Pléistocène inférieur.

1.1.2.2. Des témoins paléoenvironnementaux et paléoclimatiques

-1- La construction des édifices travertineux

Comme cela a été observé et analysé dans de nombreux cas (M. Bakalowicz, 1985 ; J. Nicod, 1986 ; J. Vaudour, 1986, 1988 ; J.J. Delannoy, 1986, 1988 ; B. Bastin et *al.*, 1988 ; F. Magnin et *al.*, 1991), le maximum de travertinisation correspond souvent à une amélioration climatique et au développement d'un couvert forestier. Par exemple, ici, la détermination des empreintes foliaires de la formation éémienne permet de définir un contexte climatique forestier tempéré (Tableau III.21) conforme à cet optimum.

Les dépôts holocènes traduiraient également une phase d'amélioration climatique si on se réfère aux empreintes végétales (Tableau III.21), ce que confirmeraient l'étude palynologique de la tourbière de Padul (Granada) (A. Pons, M. Reille ; 1986) et l'analyse des travertins holocènes de Teba-Cañete la Real (Málaga ; J. Cruz San-Julian, 1981). La travertinisation holocène débute par un "travertin de vallée" et s'achève, plus en amont, par des cascades isolées ; cette évolution morpho-sédimentaire, où seules les cascades se développent, pourrait traduire un début de dégradation des conditions environnementales. D'un point de vue chronologique, on constate un certain décalage entre les travertins holocènes andalous et ceux du Midi de la France, ces derniers se développant essentiellement pendant l'Atlantique et le Sub-Boréal (J. Vaudour, 1986 ; P. Ambert, 1991). L'amélioration relative de l'environnement débiterait-elle plus tôt (Pré-Boréal) et se dégraderait-elle plus rapidement (début-Atlantique) en Andalousie ?

-2- La dégradation des édifices travertineux

L'incision de la table éémienne peut être rattachée à la période "würmienne" et ses péjorations climatiques défavorables à la travertinisation (conditions rhéxistatiques, cf. *supra*). De plus, durant ces phases, l'activité des ravins descendant de la Sierra Prieta (alimentation nivale au regard des morphologies nivales

des sommets des Sierras Prieta-Cabrilla -1521 m-) et se raccordant à la gorge des Siete Fuentes a vraisemblablement eu une action érosive ayant pu contrarier d'éventuelles constructions travertineuses en aval de la source. La présence, à la base de la formation holocène, de matériel alluvial grossier provenant de la Dorsale Bétique témoigne de cette action érosive de ces *arroyos* durant le "Würm". On retrouve un schéma comparable à celui proposé pour les tables de Tolox. L'action "érosive" de ces *arroyos* doit être, néanmoins, relativisée étant donné qu'elle n'a pas été capable d'entraîner un abaissement du niveau de base karstique.

L'Atlantique correspondant globalement à un optimum climatique, la dégradation du travertin holocène dès la fin du Boréal aurait vraisemblablement une autre cause que climatique. Les analyses polliniques de la tourbière de Padul (A. Pons, M. Reille ; 1986) révèlent une légère ouverture du couvert forestier, dès l'Atlantique, et l'apparition de l'olivier (*Olea europea*). Les auteurs, sans pour autant l'affirmer fautes d'arguments complémentaires, suggèrent une cause anthropique. Par ailleurs, si on se réfère aux nombreux sites préhistoriques, la Serranía de Ronda était, en effet, densément occupée par l'homme dès le Néolithique inférieur. Aussi, il est tentant, comme cela a été, maintes fois, démontré de rattacher l'arrêt et l'incision des travertins holocènes à la présence de l'homme et à la croissance de sa pression sur le milieu (J. Vaudour, 1986, 1988 ; F. Magnin, 1991 ; F. Magnin et *al.*, 1991). Nous ne disposons pas, ici, de preuves concrètes pour étayer cette hypothèse, au demeurant fort vraisemblable.

Les ensembles inférieurs de Jorox souligneraient donc des relations privilégiées, d'une part, entre le développement des travertins et les optima climatiques et, d'autre part, entre l'arrêt et l'incision des précipitations carbonatées et les phases de rhéxistasie (d'origine climatique ou anthropique). Il en fut, peut-être, de même pour les ensembles supérieurs de Jorox comme tend à le suggérer l'analyse des empreintes végétales de ces édifices (Tableau III.20) qui dénote une ambiance plutôt forestière. Mais l'absence de calage chronologique précis rend dangereux toute généralisation : les causes de constructions travertineuses ou de creusement peuvent, en effet, être autres que climatiques (hydrogéologique, tectonique, variation eustatique). La généralisation est, dans ce cas, d'autant plus délicate que les travertins de Jorox n'appartiennent pas tous à la même famille de travertin, donc à une même logique de dépôt.

1.1.2.3. Des travertins de source et des travertins de vallée

En fonction notamment de la distance entre la source et le lieu de travertinisation, on peut distinguer les "travertins de source", très proches des exutoires et les "travertins de vallée" qui en sont beaucoup plus éloignés (Ph. Martin, 1991, M. Bakalowicz, 1988, F. Magnin et *al.*, 1991). Ici,

les ensembles éémien et holocène (3 et 4) appartiennent à la seconde catégorie alors que les formations supérieures correspondraient à des "travertins de source". La "plate-forme de Jorox" se raccorde, en effet, quasiment à l'exutoire et "l'ensemble supérieur" (ensemble 1) est à proximité du contact anormal Dorsale-Alpujarride qui, rappelons-le détermine la situation des exutoires. D'autre part, on relève, sur les flancs de la gorge de las Siete Fuentes, la présence de galeries en conduite forcée perchées à une cinquantaine de mètres de l'exutoire actuel. L'existence de ces paléo-drains permet d'affirmer qu'une ancienne structure de drainage karstique (zone noyée) présentait les mêmes caractéristiques qu'actuellement (dépendance vis-à-vis du contact anormal). Il est tentant de rattacher cette ancienne structure de drainage souterrain à l'ensemble supérieur étant donné qu'ils sont tous deux perchés à une

cinquantaine de mètres de l'émergence.

L'existence de deux familles de travertins dépendantes d'un même système karstique (Sierra Prieta) révèle une modification soit des conditions externes, soit du fonctionnement interne du karst. Fondamentalement les conditions extérieures propices à la précipitation des carbonates ont été apparemment les mêmes pour tous les ensembles de Jorox : parcours cascading, position d'adret, environnement forestier. Par contre, on relève une nette coïncidence entre une certaine stabilisation de l'exutoire et l'apparition de "travertin de vallée" (Figure III.135). Cette relative stabilité altitudinale du niveau de source depuis le dépôt de la "plate-forme de Jorox" a vraisemblablement entraîné une structuration de plus en plus poussée de drainage karstique et, par voie de conséquence, une moindre minéralisation des eaux. Celle-ci se traduirait par une précipitation tardive des carbonates

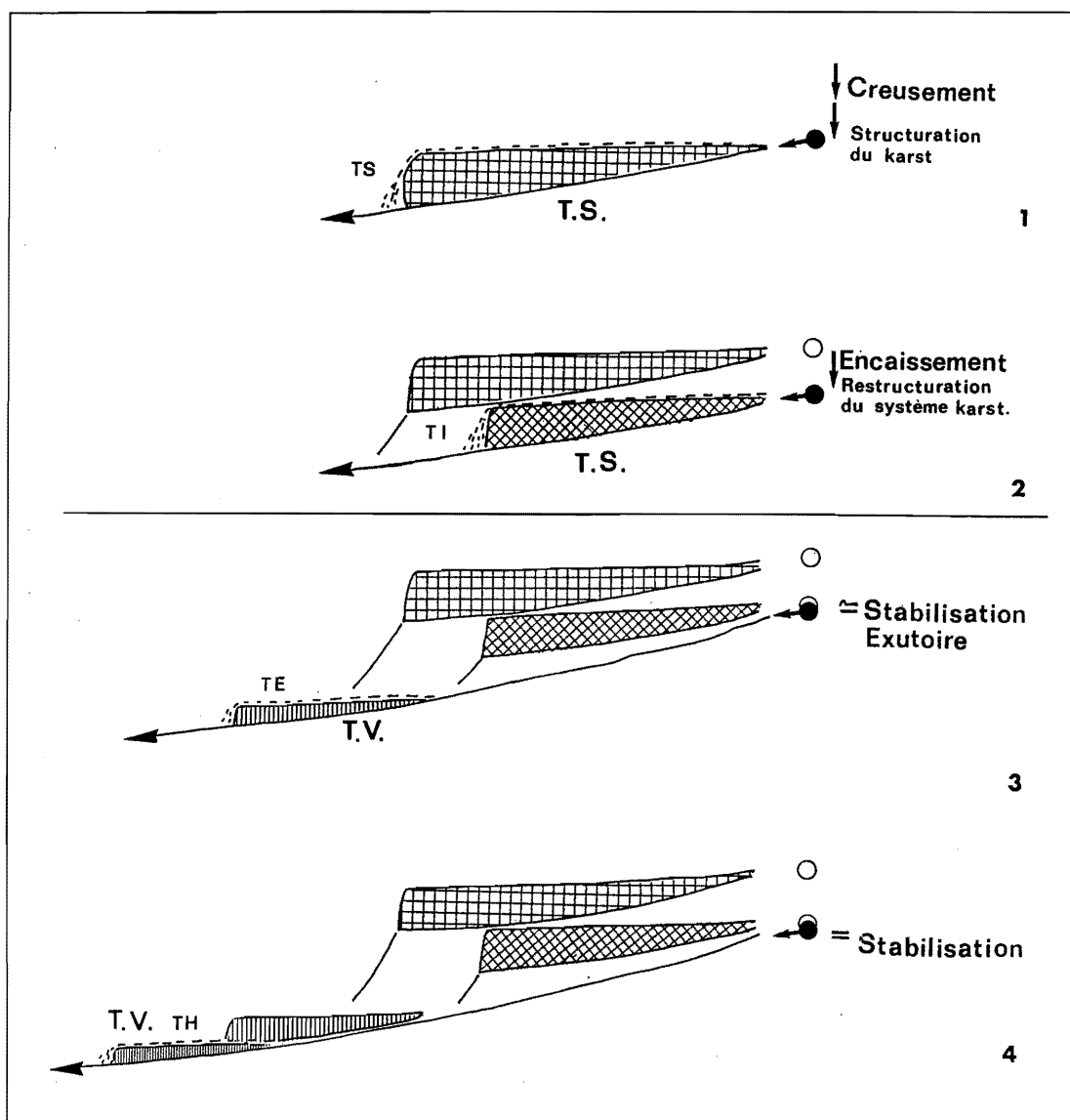


Figure III.135 - Relation entre les travertins de source et de vallée et la stabilisation de l'exutoire karstique

T.S. : Travertin de source ; T.V. : Travertin de vallée.

T.Sup : Travertin supérieur ; T.I. : Travertin intermédiaire ; T.E. : Travertin éémien ; T.H. : Travertin holocène.

après l'exurgence et l'apparition de travertins de vallée. Au cas où le système a atteint le terme de son évolution ("état stationnaire"), la structure de drainage reste inchangée étant donné la stabilité du niveau de base. Cependant, d'un point de vue thermodynamique, l'état stationnaire d'un système karstique ne coïncide pas toujours avec l'état d'équilibre (morphologie totalement adaptée au drainage et ne nécessitant plus d'actions érosives) (A. Mangin, 1982). Ainsi, un karst parfaitement évolué (état stationnaire) n'est pas forcément un karst parfaitement drainé (à l'état d'équilibre) ; dans ce cas, la structure n'évolue plus bien que la corrosion continue à se perpétuer à l'intérieur du système. Bien entendu, les eaux émergeant de ce type de karst présenteront une minéralisation bien moindre que celles sourdant d'un système "évolutif" (système en cours de hiérarchisation de son drainage). Par ailleurs, la variation de leur minéralisation sera essentiellement l'expression des fluctuations extérieures (climatique, bio-pédologique...) et non plus de l'évolution interne du système. Sur de nombreux points, le système de Jorox semble correspondre à un tel fonctionnement. En effet, la stabilité relative de l'exutoire depuis au minimum 350 000 ans (même niveau que l'émergence qui a engendré la "formation de Jorox" plus vieille que 350 000 B.P.), a vraisemblablement permis au système de Jorox d'atteindre son "état stationnaire" (si celui-ci ne l'avait pas déjà acquis) mais, semble-t-il, pas son "état d'équilibre". Effectivement, la construction des formations travertineuses 3 et 4 témoigne d'une minéralisation non négligeable des eaux émergeant du karst, donc d'une action corrosive des eaux à l'intérieur du système. De plus, l'alternance de phases favorables ou non au dépôt carbonaté (post-"formation de Jorox") paraît, ici, sous le contrôle des variations climatiques (*supra*). Enfin, la moindre minéralisation des eaux dépendant d'un tel système s'est traduite ici par une précipitation tardive des carbonates : les "travertins de vallée" des ensembles 3 et 4.

Inversement un abaissement du niveau de base aurait provoqué une réorganisation du drainage karstique et favorisé la travertinisation de type source, étant donné que le système fonctionne, durant sa restructuration, comme un filtre inertiel régularisant les débits et accentuant la minéralisation des eaux (*supra* : 1.1. et Ph. Martin, 1988). Ce dernier scénario pourrait être à l'origine des "travertins de source" de Jorox de l'ensemble intermédiaire et, peut-être, de l'ensemble supérieur.

Si ce passage de travertins de source à ceux de vallée semble bien traduire une évolution du drainage karstique en fonction d'un faible enfoncement de l'exutoire, il reste à déterminer les causes de cette stabilité relative du niveau de base karstique. Au début, l'abaissement de celui-ci a été entraîné par l'enfoncement du réseau hydrographique dont l'essentiel est franchement antérieur au Pléistocène moyen et a été vraisemblablement commandé par l'active phase tectonique post-pliocène (J.J. Delannoy, 1992). Par

la suite, le maintien altitudinal de l'exutoire lié à une moindre incision des gorges, depuis le dépôt de la "table de Jorox", peut être l'expression d'un moindre soulèvement de la serranía. De plus, ce modeste creusement a pu être contrarié, en aval de la source, par "l'encroûtement" du talweg (contemporain de la plate-forme de Jorox) qui a protégé de l'érosion le substrat alpujarride et malaguide. Une autre cause envisageable est le développement de la karstification de la Sierra Prieta qui en favorisant le drainage souterrain (vers la source de Jorox), aurait affaibli la part des écoulements de surface (arroyo de las Siete Fuentes) dans le creusement du réseau hydrographique, notamment en amont de l'émergence. Dans cette hypothèse, le ralentissement de l'enfoncement des gorges de las Siete Fuentes dans les dolomies de la Dorsale a créé un seuil-amont ayant pu maintenir le niveau de la source. Les deux dernières causes envisagées dans le maintien du niveau de base du système de Jorox peuvent être reliées à une même dynamique si on envisage la boucle rétroactive suivante :

- la persistance du niveau de la source provoquée par l'encroûtement travertineux a favorisé une certaine continuité dans l'évolution thermodynamique du système karstique (croissance de l'organisation du drainage karstique ; A. Mangin, 1982) ;
- le développement du drainage karstique s'est réalisé aux dépens des écoulements de surface (accroissement des infiltrations) ;
- l'altération du drainage superficiel s'est traduite par une moindre érosion du talweg en amont de la source et par le dégagement d'un seuil-amont favorisant une stabilisation du niveau de base.

Le passage des formations travertineuses de source à celles de vallée pourrait être également l'expression d'un moindre apport de CO₂ endogène dû à un ralentissement de l'activité tectonique. Cet apport potentiel de CO₂ endogène est, en effet, envisageable étant donné la situation de la source sur un important accident tectonique. Cependant, les résultats des analyses isotopiques C¹³ sur les travertins de l'ensemble supérieur et éémien permettent d'écarter cette hypothèse.

D'ailleurs, dans le contexte paléogéographique régional, le moteur de l'enfoncement du réseau hydrographique ayant entraîné de successives restructurations du drainage karstique ainsi que la remontée éventuelle de CO₂ d'origine profonde auraient pu avoir une cause commune : l'active phase tectonique qui a porté les proches dépôts marins pliocènes d'Alozaina-Casarabonela à plus de 650 mètres d'altitude.

1.1.2.4. Conclusions

En conclusion, les travertins de source de Jorox, en scellant d'anciens talwegs, mettent en valeur d'anciennes phases de creusement. "L'ensemble supérieur", plus vieux que 1,5 million d'années, révèle que la phase essentielle d'enfoncement du réseau hydrographique descendant de la Sierra Prieta est antérieure à la seconde moitié du

Pléistocène inférieur. Le passage aux formations travertineuses de vallée serait l'expression de l'évolution du drainage karstique favorisé par la persistance du niveau de base. La moindre minéralisation qui en découle, a eu pour effet de rendre les eaux du système de Jorox plus sensibles aux fluctuations extérieures (d'origine climatique ou anthropique) ; les phases biotiques se traduisant par une accentuation de la minéralisation et une travertinisation de vallée alors que les périodes rhéostasiques s'expriment par une moindre minéralisation et un arrêt des dépôts carbonatés, voire leur incision. La détermination des empreintes végétales des formations éémienne et holocène permet de définir l'ambiance bioclimatique de ce versant de la Serranía de Ronda (Tableau III.21). Rappelons que jusque là les références à l'environnement végétal étaient limitées dans les Cordillères Bétiques à la tourbière de Padul (Granada) situées dans un tout autre contexte géographique.

1.2. Les travertins de Yunquera

Situé au sud de l'ensellement qui sépare les *sierras* de las Nieves et Prieta-Bonela, le village de Yunquera se développe sur une vaste plate-forme liée à un "système" travertineux. Celui-ci se caractérise par trois ensembles étagés et une formation emboîtée (Figures III.131 et III.136).

L'ensemble de Yunquera est au coeur d'un important carrefour structural à la croisée de la Dorsale et des nappes alpujarride et malaguide. Le contact anormal entre la Dorsale bétique (unité de Bonela) et les nappes alpujarrides se situe à moins d'un kilomètre au nord et à l'ouest de ce "système". Celui-ci repose sur l'unité alpujarride de los Reales (*supra* : Chapitre 1) composée de micaschistes, gneiss et marbres. Au sud de ce "système" travertineux, affleurent les péridotites alpujarrides qui sont immédiatement limitées par le chevauchement de la nappe malaguide.

Ce contexte géologique, en mettant notamment en contact, au nord du "système", les marbres alpujarrides sur les dolomies de la Dorsale, rend délicate la compréhension hydrogéologique de ce secteur. D'ailleurs, contrairement à Jorox ou à Tolox, l'ensemble de Yunquera n'apparaît pas clairement lié à un exutoire karstique. Cependant, un puits artificiel creusé, au nord de la plate-forme supérieure, au contact des marbres et des micaschistes alpujarrides, révèle l'existence d'une nappe à faible profondeur (-5 mètres) dont les eaux alimentent le village et l'irrigation des *huertas*. Sinon, les sources les plus proches sont celles qui donnent naissance au río del Plano et à l'arroyo de la Umbría ; la première, au fonctionnement temporaire, sourd des marbres alpujarrides, et la seconde pérenne se situe le long du contact Dorsale bétique-nappe alpujarride.

Les tables étagées de Yunquera n'étant plus fonctionnelles, il est délicat, dans l'état actuelle des

travaux, de rattacher leur agencement à telle ou telle alimentation.

1.2.1. Description des ensembles travertineux de Yunquera

Trois grands ensembles étagés entre 680 et 530 m d'altitude constituent les principaux éléments du "système" travertineux de Yunquera (Figures III.136 - III.137).

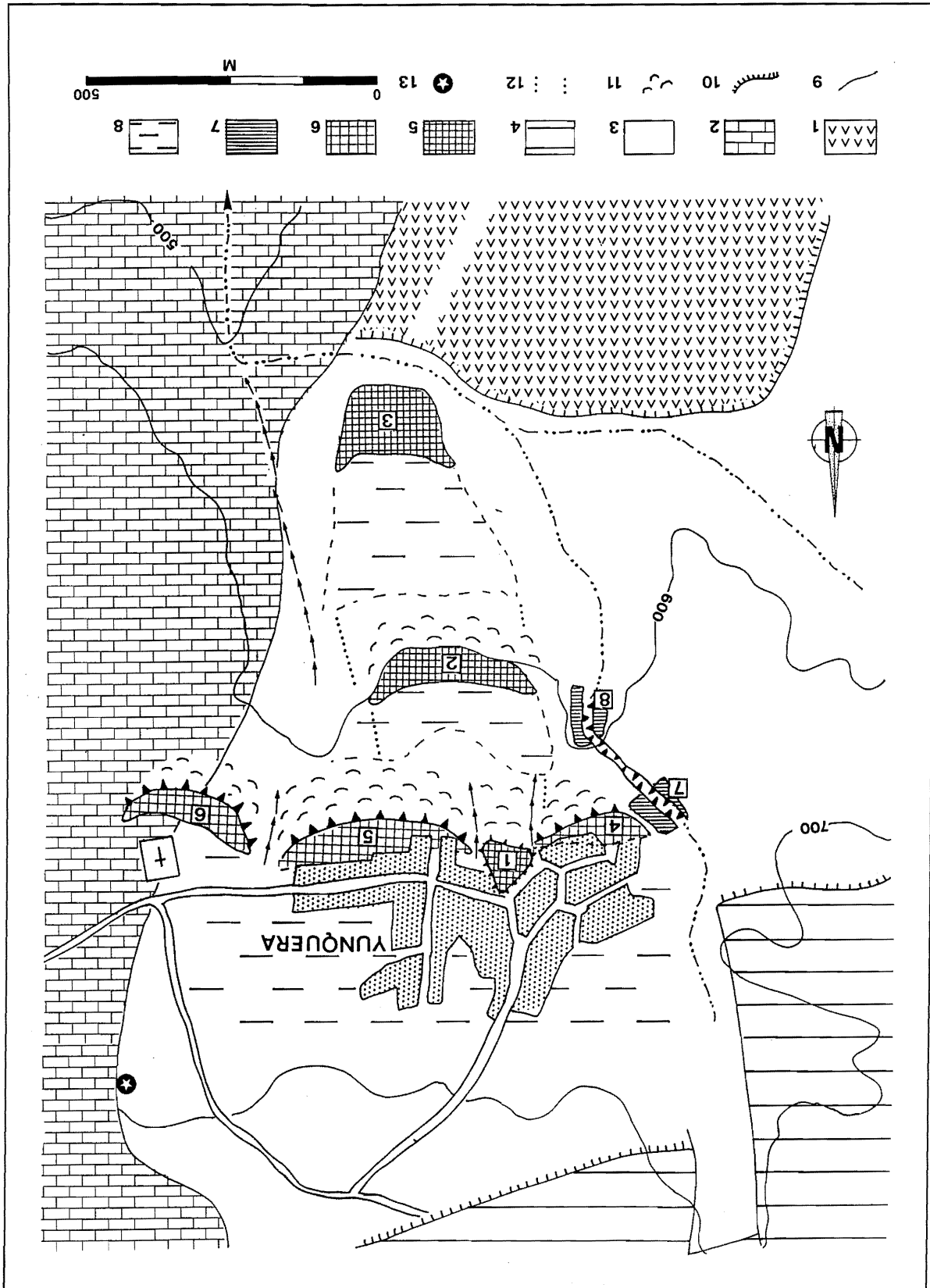
-1- L'**ensemble supérieur** qui culmine à 680 m, est couronné par le village de Yunquera ; il est, de ce fait, délicat d'estimer l'extension de cet ensemble en amont du front. Néanmoins, les travaux liés à l'extension urbaine vers la route *comarcal* signalent l'absence de faciès travertineux à plus de 400 mètres du front ; au contraire, on trouve de fins dépôts lités (argiles sableuses et vases carbonatées) qui recouvrent le substrat alpujarride, sur une épaisseur d'une cinquantaine de centimètres. Le faciès de décantation de ces formations situées en amont du front de Yunquera révèlent la présence d'une ancienne zone humide qui s'est progressivement colmatée. Le colmatage de cette ancienne zone humide est vraisemblablement responsable de la topographie plane sur laquelle s'est développé le village actuel, et qui s'étend aussi bien sur les micaschistes que sur les gneiss et marbres alpujarrides. Il est, d'ailleurs, intéressant de noter que le toponyme "Yunquera" (Junquera) est généralement associé à des zones palustres ou humides. Ce toponyme qui remonte à l'occupation romaine (*Onquera*) est, a priori, d'autant plus curieux que le site du village est en position d'adret et nettement perché au dessus du réseau hydrographique. L'existence historique de cette ancienne zone humide est appuyée par la situation de l'ancienne cité romaine puis arabe (Castillo) qui s'était installée non pas au niveau de la "plate-forme" de Yunquera mais sur de petits reliefs dominant celle-ci.

L'ensemble supérieur de Yunquera qui présente un front escarpé quasi-continu sur un kilomètre de longueur, est, en fait, composé de différentes formations juxtaposées : d'est en ouest, la formation del Cimiterio, la formation del Pueblo-este, la formation de la Iglesia, la formation del Pueblo-oeste, et la formation del río Plano. Chacune de ces formations est actuellement séparée par de petits ravins où affleure le substrat alpujarride (marbres, micaschistes, gneiss).

La formation orientale del Cimiterio qui culmine à 660 m, moule un paléo-vallon creusé dans les marbres alpujarrides. L'épaisseur maximale de ce dépôt (dans l'axe du talweg) est d'une trentaine de mètres et l'extension de son front est de 200 mètres. Les carrières creusées dans le front permettent de relever, d'une part, des figures caractéristiques de construction en cascade et, d'autre part, le faciès essentiellement algaire de cette

Figure III.136 - Les travertins de Yunqueira

1 : Pénidoites alpujarrides ; 2 : Marbre de los Reales-Nappes Alpujarrides ; 3 : Schistes et micascistes alpujarrides ; 4 : Dorsale bétiqne ; 5 : Travertin plus vieux que 350 000 BP [1 : Table de la Iglesia ; 2 : Table de los Naranjos ; 3 : Table de los Olivos] ; 6 : Travertin éémien [4 : Form. del Pueblo Oeste ; 5 : Form. del Pueblo Este ; 6 : Form. del Cimentito] ; 7 : Travertin holocène [7 : Form. 1 del Plano ; 8 : Form. 2 del Plano] ; 8 : Colmatage détritique à l'arrière des travertins ; 9 : Faille ; 10 : Chevauchement ; 11 : Encroûtement ; 12 : Limite potentielle du paléo-vallon contemporain des formations de la Iglesia-Naranjos-Olivos ; 13 : Regard sur la zone noyée (puits).



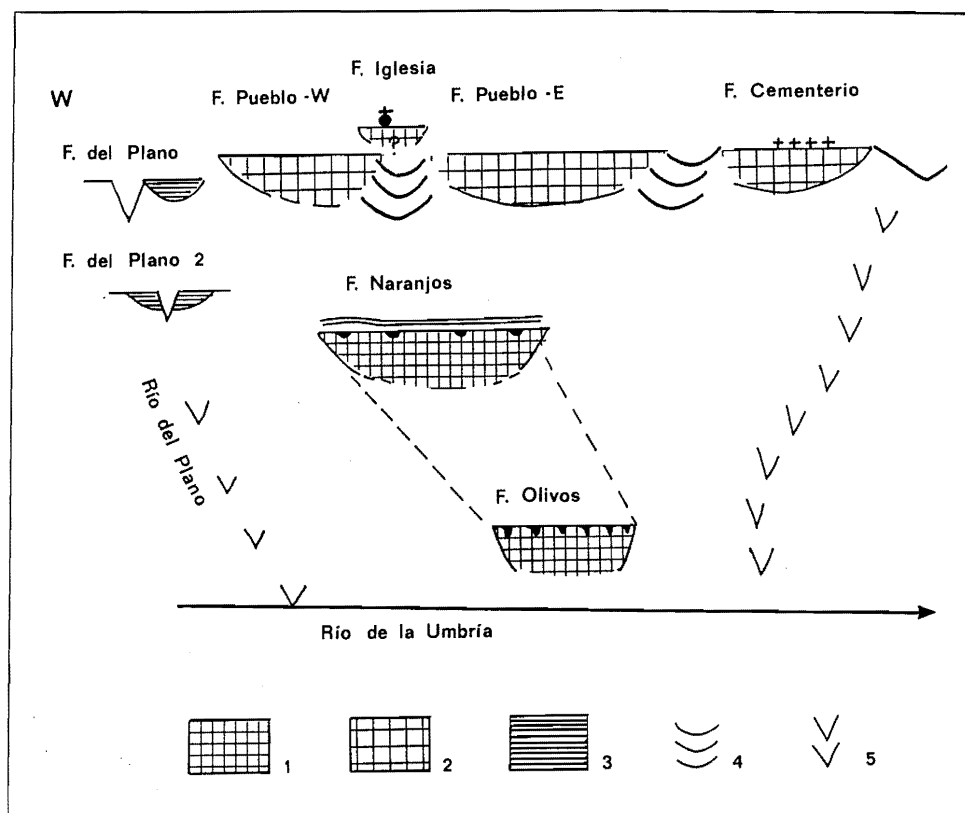


Figure III.137 - Les différentes générations de travertins de Yunquera (vue d'en face)

- 1 : Travertin plus vieux que 350 000 BP [Form. de la Iglesia ; Form. de los Naranjos ; Form. de los Olivos];
 2 : Travertin éémien [Form. del Pueblo Oeste ; Form. del Pueblo Este ; Form. del Cementerio];
 3 : Travertin holocène [Form. 1 del Plano ; Form. 2 del Plano];
 4 : Incision postérieure aux travertins éémiens et séparant les différents édifices travertineux ;
 5 : Incision post-holocène.

formation. Cette formation est séparée de la formation del Pueblo-este par le petit ravin de l'arroyo Ojetar qui se développe au contact des travertins et des marbres.

La formation del Pueblo-este présente un long front de 400 mètres dont le toit est à une altitude similaire à celui de la formation del Cementerio. Cette formation d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur scelle un vallon très évasé creusé au contact des marbres et des gneiss. A la base de la formation del Pueblo-este et dans l'axe de l'ancien talweg, on relève la séquence verticale suivante : alternance de lits sableux et de galets (schistes, gneiss, quartzite...) dont certains à l'état de fantôme ; puis, niveaux sableux passant vers le sommet à des limons calcitisés et une vase carbonatée ; et enfin l'édifice travertineux débutant par une formation "crayeuse" puis passant à un tuf alvéolaire riche en empreintes végétales et gastéropodes.

Le rebord occidental de cette formation vient reposer sur une autre accumulation travertineuse : la formation de la Iglesia.

La formation del Pueblo-oeste se développe au même niveau que les tables précédentes (660 m). Elle est limitée par deux petits ravins qu'empruntent aujourd'hui le réseau d'égouts. Cette formation d'une trentaine de mètres d'épaisseur moule un autre talweg. Elle présente un faciès identique à la formation del Cementerio et del Pueblo este.

La formation de la Iglesia domine légèrement les autres dépôts travertineux de la "plate-forme de Yunquera" puisqu'elle culmine à 680 m (sous l'église).

Elle se distingue également de ces formations par sa forte induration et par le fait qu'elle n'affleure pas au niveau du front de "l'ensemble supérieur". En effet, celle-ci se caractérise par un petit relief en retrait d'une cinquantaine de mètres par rapport à ce front ; l'urbanisation du pueblo ne nous permet pas une description plus détaillée de cette formation.

La formation occidentale du río del Plano diffère des formations précédentes. Elle se développe nettement en contrebas de celles-ci : le toit de cette formation culmine vers 640 m. Elle fossilise, sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, un ancien vallon encaissé au contact des micaschistes et des marbres. Elle présente un faciès caverneux peu induré et riche en matériel argilo-limoneux. L'encoche qui limite à l'est cette formation, permet de relever la séquence latérale suivante : le front de la formation se caractérise par des constructions en cascade, à l'arrière desquelles se développent des formations terrigènes où alternent des niveaux encroûtés et des lits argilo-limoneux. Cette formation a été recoupée sur son flanc occidental par le río del Plano ; celui-ci, après avoir réentaillé les travertins, a creusé son lit dans les micaschistes alpujarrides. Au niveau du front, ce río temporaire présente une nette rupture de pente (cascades) ; le lit de ce río est exempt de dépôts carbonatés.

La disposition de ces différentes formations ainsi que leur faciès permettent de distinguer au moins trois générations de travertins à l'intérieur de "l'ensemble supérieur" : la première génération correspond à la

formation "perchée" et indurée de la Iglesia ; la seconde englobe les formations del Cimiterio, del Pueblo-este et del Pueblo-oeste, situées à une même côte altitudinale (660 m), aux faciès identiques et au proche degré d'induration (degré d'induration moins poussé que celui de la formation de la Iglesia) ; la troisième génération correspond à la formation du río del Plano, au faciès caverneux peu induré. Un autre facteur de différenciation entre les deux dernières générations est l'existence en contrebas des formations de la seconde génération d'un puissant encroûtement ; encroûtement qui est absent sous la formation du río del Plano.

Cette distinction est en partie confirmée par les datations isotopiques qui donnent un âge de plus de 350 000 B.P. pour la formation de la Iglesia, de 90 800 B.P. pour la formation del Cimiterio, soit un dépôt contemporain de la fin de l'optimum éémien, et de 18 200 B.P. pour la formation du río del Plano.

Malgré son aspect apparemment uniforme, l'ensemble supérieur de Yunquera est donc constitué d'au moins trois générations de travertins :

- la première génération se résume aujourd'hui au pointement de la formation de la Iglesia sur lequel vient s'appuyer la formation del Pueblo-este ;

- la seconde génération, contemporaine de l'Eémien final (cf. : datation de la formation del Cimiterio) a fossilisé des vallons coalescents et peu incisés dans le substrat alpujarride ; ces vallons devaient présenter, comme l'actuel río del Plano, une rupture de pente qui a favorisé la précipitation des carbonates et les constructions en cascade ;

- l'emboîtement de la troisième génération met en évidence un enfoncement post-éémien du réseau hydrographique ; le recusement de la formation du río del Plano puis le creusement du *bed-rock* souligne une nouvelle phase de creusement de ce río qui se raccorde cent mètres en contrebas à l'arroyo de la Umbría.

-2- Autour de 600 m d'altitude se développe l'**ensemble intermédiaire**. La mise en valeur agricole (*huertas*, vergers d'agrumes) et les aménagements en terrasses rendent délicates les observations quant à l'extension et l'agencement de cet ensemble. Néanmoins, on distingue deux formations travertineuses juxtaposées : la "formation de los Naranjos" et légèrement en contrebas la "formation occidentale du río del Plano 2".

La "formation de los Naranjos" est bien marquée dans le paysage par la nette rupture de pente de son front. Celui-ci s'étend sur 400 mètres de longueur et possède une énergie maximale d'une trentaine de mètres. Cette formation qui scelle un ancien vallon, présente à sa base la séquence verticale suivante : sur les micaschistes repose, sur près d'un mètre d'épaisseur, un dépôt détritique hétérométrique noyé dans une matrice limono-argileuse ; les débris grossiers légèrement roulés sont essentiellement composés de marbres et de gneiss ; ce dépôt passe vers le

haut à des limons brunâtres calcifiés puis à un faciès carbonaté construit. Ce faciès est essentiellement de type algaire et est puissamment induré. On relève également au niveau de ce front d'anciennes cavités qui ont été totalement colmatées par des dépôts stalagmitiques très indurés (planchers). Ces cavités ainsi que leur remplissage sont l'expression d'une intense karstification de cette table ; le toit du front présente également des formes de dissolution (lapiés, *kamenitza*). La base de ce front est, en de nombreux endroits, recouverte par un puissant encroûtement carbonaté pouvant atteindre une vingtaine de centimètres d'épaisseur. La datation de la "formation de los Naranjos" donne un âge plus vieux que 350 000 B.P. et de l'encroûtement de 143 200 B.P. (stade isotopique 6).

En contrebas du rebord occidental de la formation de los Naranjos, se développe la "formation du río del Plano 2" qui présente les mêmes caractéristiques que la formation du même nom sus-jacente : tufs alvéolaires de cascade, peu indurés, et riches en matériel limoneux-argileux ainsi qu'en empreintes végétales et en gastéropodes. La détermination des empreintes foliaires par P. Roiron (Laboratoire de Paléobotanique et Évolution des Végétaux -Université de Montpellier II) permet de définir une ambiance forestière à chênaie caducifoliée, complètement différente du contexte méditerranéen actuel beaucoup plus sec (*Sambucus nigra* [Sureau Noir], *Salix sp.* [Saule], *Adiantum capillus veneris* [Capillaire de Montpellier], *Quercus faginea* [Chêne Zéen]). Cette formation a été postérieurement recoupée par le río del Plano ; dans une des anfractuosités du recusement, ont été prélevés des témoignages préhistoriques : *nucleus* en quartzite, éléments de parure d'un collier (*cyprea* percé). Cette formation appartient à la même génération que la "formation du río del Plano" qui était légèrement emboîtée dans l'ensemble supérieur.

L'ensemble intermédiaire de Yunquera se caractérise donc aussi par la juxtaposition de deux générations de travertins : la première, plus ancienne que 350 000 B.P., se caractérise par un front moultant un ancien vallon ; la seconde beaucoup plus récente est légèrement emboîtée par rapport à la "formation de los Naranjos". Cette seconde génération met, elle aussi, en évidence un enfoncement du réseau hydrographique et une reprise d'érosion postérieure à sa construction.

-3- **L'ensemble inférieur** ou la "formations de los Olivos" (570-560 m) présente un front escarpé d'une trentaine de mètres maximum d'épaisseur, et dont le base (530 m) domine d'une dizaine de mètres le talweg actuel du río del Plano-arroyo de la Umbría (520 m). A l'arrière de ce front, la formation travertineuse présente une forte induration et a été puissamment karstifiée (lapiés, *kamenitza*...). Un sol rubéfié subsiste entre les lapiés. En amont, en continuité topographique avec cette table, se

poursuit une topographie plane. Celle-ci, anthropisée, (vergers d'agrumes) n'offre malheureusement pas de coupes non perturbées ; seules les observations réalisées au niveau du sol des vergers révèlent un matériel rougeâtre essentiellement limoneux comportant de nombreux débris de croûtes calcaires.

La formation travertineuse fossilise la base d'un ancien vallon creusé au contact des marbres (rive gauche) et des péridotites alpujarrides (rive droite) et aux dépens de ces dernières. Le travertin *s.s.* repose sur une formation détritique présentant de bas en haut la séquence verticale suivante : 0,5 à 1 m de matériel alpujarride de 5 à 10 cm de "diamètre" et ordonné en lits ; 0,5 m de matériel alpujarride globalement moins grossier mais plus hétérométrique et altéré ; 0,2 m de limons rosâtres contenant des poupées calcaires qui passe vers le haut à un tuf pulvérulent (craie) de 0,2 m d'épaisseur ; un niveau à feuilles marque le passage avec les travertins construits (les empreintes foliaires correspondent essentiellement au *Laurus nobilis* [Laurier noble] (P. Roiron, Laboratoire de Paléobotanique et Évolution des Végétaux -Université de Montpellier II). Ceux-ci se caractérisent par un faciès algaire à structures laminaires et par des faciès plus poreux à nombreuses empreintes végétales. Au niveau du front, se lisent très bien d'anciennes morphologies en cascade. La datation de la base de cette formation donne un âge plus vieux que 350 000 B.P. (limite du géochronomètre U/Th).

Il est intéressant de noter que face au paléo-vallon fossilisé par cette formation, sur la rive opposée du río del Plano (méridionale), un col évasé se dégage, vers 550 mètres d'altitude, au contact des marbres et des péridotites ; au sud de ce col, un important ravin exempt de tout écoulement pérenne se raccorde à la vallée du río Grande.

1.2.1.1. Trois générations de formations travertineuses

D'un point de vue topographique, le "système" travertineux de Yunquera présente trois ensembles étagés. Cependant, ces ensembles apparaissent chronologiquement polygéniques ; ils se caractérisent, d'une part, par un emboîtement de différentes formations, et, d'autre part, on peut retrouver des formations de même âge d'un ensemble à un autre. Ainsi, d'un point de vue chronologique, trois générations de formations travertineuses ont été différenciées.

- Bien que nous ne disposions pas de preuves formelles, les formations de los Olivos", de los Naranjos" et de la Iglesia appartiennent vraisemblablement à une même génération de travertins : elles présentent un faciès

similaire et un même degré d'induration ; par ailleurs, les formations de los Naranjos et de los Olivos moulent le même paléo-vallon, et sont toutes deux fortement karstifiées. Leur disposition topographique suggère un ancien étagement de barrages en cascade à l'arrière desquels se développaient des zones humides. La mise en valeur agricole rend compte de cette dualité : le front de la "table de los Naranjos" et la "table de los Olivos" ne portent pas de *huertas* ; celles-ci se développent uniquement sur les plateformes situées à l'arrière des travertins.

La "formation de los Olivos" doit probablement son importance (vis-à-vis de la "table de los Naranjos") à la confluence des eaux descendant de Yunquera et de l'arroyo de la Umbría ; deux cours d'eau d'origine karstique et présentant une minéralisation relativement élevée (cf. tableau III.22). Signalons qu'au débouché de la source donnant naissance à l'arroyo Umbría, se déposent et se sont déposés des travertins.

- La seconde génération de travertins correspond aux formations éémiennes del Cimentario, Pueblo-este et Pueblo-oeste. Cette génération se caractérise par ces seules formations ; on n'a pas relevé de dépôts éémiens en contrebas de celles-ci. Ces formations qui moulent des vallons coalescents, se sont déposées au niveau d'une rupture de pente affectant chacune de ces paléo-formes comme en témoigne l'uniformité du front. Cette rupture de pente reste énigmatique étant donné qu'elle n'est pas d'origine litho-structurale puisqu'elle affecte aussi bien les vallons creusés dans les marbres que dans les micaschistes alpujarrides. Bien que ne disposant d'aucune preuve, on peut imaginer que cette rupture de pente a pu être créée par un dépôt travertineux antérieur (formation de la Iglesia ?). Cela reste du domaine du vraisemblable si on se réfère aussi bien à la construction en cascade de la "formation du río del Plano 1" et au parcours actuel cascasant de ce río qui, d'un point de vue litho-structural, ne se justifie pas ; par contre, ils se situent tous deux au niveau du front de l'ensemble supérieur qui a joué le rôle de seuil.

- La troisième génération, vraisemblablement du Pléistocène supérieur, correspond aux formations du río del Plano 1 et 2. Elle se caractérise par un étagement de barrages en cascades, similaire à celui des formations de première génération. Elle a été postérieurement réincisée par le río del Plano.

L'ensemble de Yunquera peut, dans cette hypothèse

T°	pH	Cond ; mS/c	Dureté ° F	Ca++ mg/l	Mg++ mg/l	AgNO ₃ ml	Cl- mg/l	Ca++ ppm	Mg++ ppm	Na+ ppm
16° 3	7,91	0,33	13,7	35,2	11,9	0,2	28,96	30	22	6,5

Tableau III.22 - Analyse physico-chimique du captage de Yunquera -Septembre 1991

chronologique, se résumer à des "travertins de vallée" en cascades pour la première et la troisième génération, et à une "plate-forme perchée" pour la formation éémienne.

Si la distinction des générations les plus récentes ne pose guère de problème, le regroupement dans une même génération des formations de la Iglesia, de los Naranjos et de los Olivos peut être discuté. En effet, on pourrait imaginer que ces trois constructions étagées plus vieilles que 350 000 B.P. correspondent à différentes générations, comme pour les plus anciennes tables de Tolox et Jorox. Dans cette hypothèse, ces trois formations (Iglesia-Naranjos-Olivos) auraient moulé trois anciennes phases de creusement et correspondraient à trois stades successifs d'enfoncement de niveau de base. Mais, dans ce cas, comment expliquer la soudaine remontée du niveau de base à l'Eémien pour permettre le développement des formations de la seconde génération del Cimiterio, et del Pueblo oeste et este ? Ne possédant actuellement d'éléments de réponse, nous sommes restés sur le premier scénario distinguant trois générations dans le "système" de Yunquera.

1.2.2. Mise en place et évolution spécifiques des formations travertineuses de Yunquera

Le système de Yunquera se caractérise par des emboîtements à altitude sub-constante et par des étagements anachroniques (les formations les plus anciennes ne sont pas toujours les plus hautes), voire des étagements "inverses". En dehors des deux dernières phases d'emboîtement et d'incision, le "système" de Yunquera apparaît, donc, singulier et sans rapport avec ceux de Tolox et Jorox. Cette différence avec Jorox est d'autant plus troublante que ces deux "systèmes" ne sont distants que de deux kilomètres, et dépendent actuellement du même réseau hydrographique : le río Grande (niveau de base du piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda).

L'étude des seuls édifices travertineux de Yunquera ne permet pas de déterminer les causes de cet enchaînement particulier. Néanmoins, la prise en compte de l'environnement géologique et géomorphologique ainsi que l'approche comparative avec le proche "système" de Jorox permettent d'avancer différentes hypothèses explicatives.

Deux faits majeurs différencient le "système" de Yunquera de celui de Jorox :

- La formation de los Olivos (aval de la "première" génération) met en valeur un modeste creusement de la vallée depuis le dépôt de ces vieux travertins. La base de cette construction ne domine que de dix mètres l'actuel talweg, alors que l'ensemble supérieur de Jorox, équivalent probable de cette "première" génération de Yunquera (si on se réfère à leur induration, karstification et conditions paléo-environnementales comparables), est

perchée à plus de 60 mètres de l'actuel río.

- L'ensemble supérieur, sur lequel est construit le village, illustre, pour sa part, la permanence d'un haut niveau de base fonctionnel, où se retrouvent côte à côte des dépôts de différentes générations. La formation éémienne se retrouve ainsi à plus de cent mètres au dessus du fond de la vallée, alors que celle de Jorox est enchâssée dans le fond de la gorge.

L'explication de ces divergences ne peut être recherchée dans une dynamique régionale étant donné la proximité géographique des ces deux systèmes et leur dépendance par rapport à un même cadre géomorphologique (piémont et hoyo de Málaga) et géologique, mais dans une dynamique propre à chacun des systèmes (Figure III.138).

Ces deux "systèmes" étant séparés par la faille occidentale du horst de Jorox, on peut envisager un rejeu de cet accident qui aurait provoqué une dynamique d'érosion distincte de part et d'autre de la faille. Cette hypothèse ne peut, cependant, être retenue pour plusieurs raisons : un tel rejeu (relativement récent) resterait marqué dans le paysage, or le long de cet accident, se développe un escarpement de ligne de faille inverse ; un tel mouvement tectonique aurait inmanquablement détruit les constructions travertineuses de l'arroyo del Hornillo qui longe la faille et dont la plus ancienne est contemporaine de la "plate-forme de Jorox" (*supra*).

On peut envisager une cause lithologique. Dans le cas de Jorox, le río, en aval du contact anormal Dorsale bétique-nappe alpujarride, s'écoule uniquement dans des terrains sensibles à l'action des eaux courantes (péridotites et schistes). L'incision de ces terrains a été d'autant plus aisée que le río Jorox, hormis son alimentation karstique, recueille l'essentiel des arroyos descendant des sommets de la Sierra Prieta ; arroyos qui ont connu une forte énergie durant les épisodes froids pléistocènes. Dans le cas de Yunquera, le contexte lithologique est bien différent. En effet, à l'aval du "système" travertineux, le río del Plano-Umbría recoupe les marbres alpujarrides avant de rejoindre les terrains plus tendres alpujarrides puis malaguides. On peut envisager que cette bande marmoréenne ait fonctionné comme un "seuil" ayant contrarié, en amont, l'érosion fluviale. Sans préjuger de l'efficacité d'un tel "verrou", il est clair qu'en aval, le passage des marbres aux péridotites est marqué par une nette rupture de pente qui permet au río del Plano de se raccorder au niveau de base régional : le río Grande. Cet éventuel "verrou" a pu être d'autant plus efficace que le río del Plano-Umbría ne dispose pas et ne disposait pas de la même puissance hydraulique que le río Jorox. Dans cette hypothèse, le réseau hydrographique de Yunquera s'est retrouvé, en amont de ce "seuil", progressivement perché au dessus du niveau de base régional. Cette argumentation doit, cependant, être partiellement

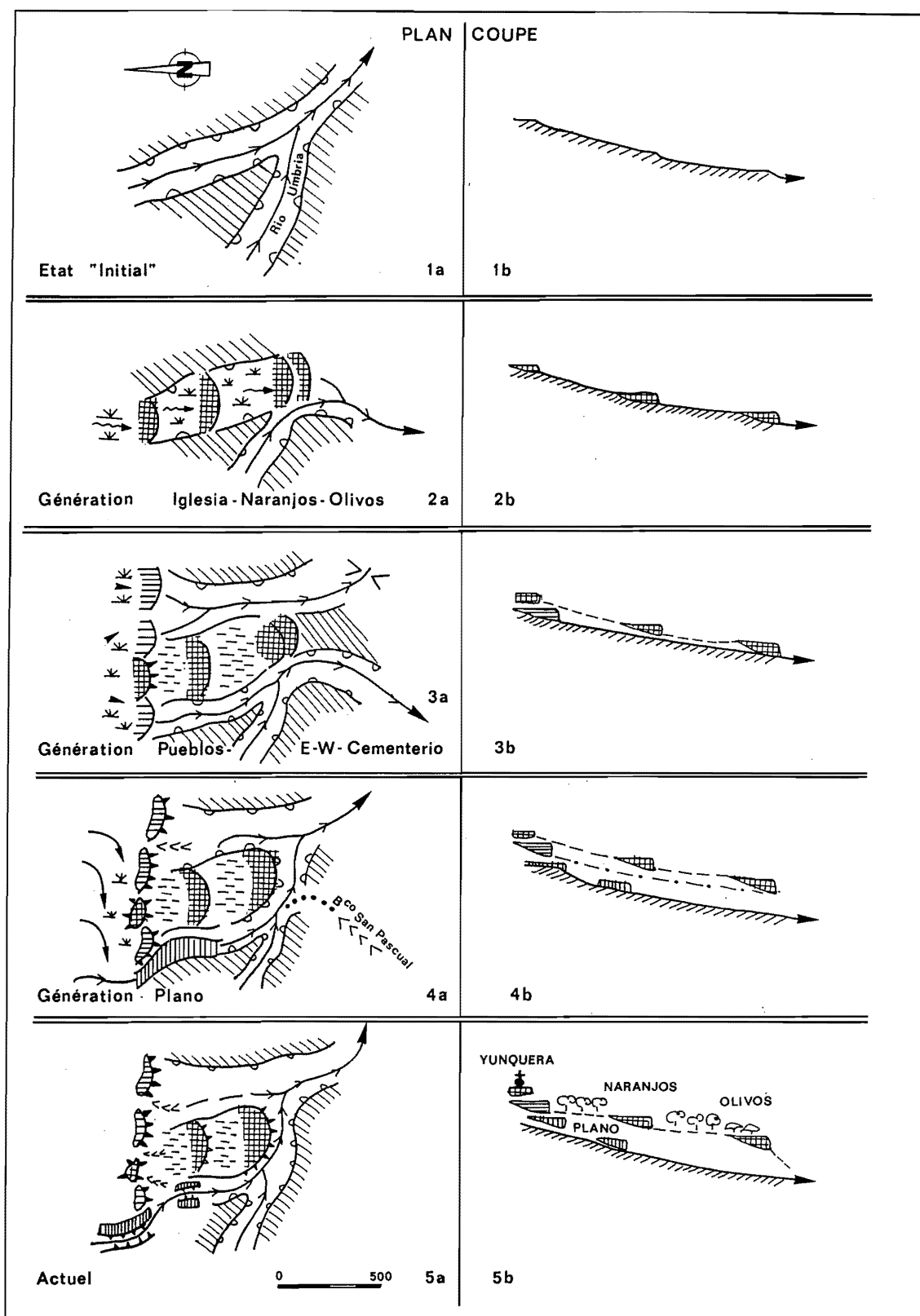


Figure III.138 - Reconstitution schématique des tables de travertins de Yunquera

relativisée étant donné qu'avant la construction de l'ensemble inférieur, le río a connu l'énergie nécessaire pour recouper les marbres et se raccorder aux ríos Jorox puis Grande. D'autre part, le río a postérieurement incisé

les marbres si on se réfère à la position légèrement perchée de la "table inférieure" par rapport au talweg actuel ; cette phase d'incision peut être rattachée à l'enfoncement post-émien du réseau hydrographique (cf.

l'emboîtement des formations fini-pléistocènes). Ce qui signifierait que le río del Plano-Umbría a connu, durant une période donnée, un déficit énergétique (post-formations de la première génération et anté-formation fini-pléistocène). Ce déficit temporaire ne pouvant être attribué à une cause ni tectonique ni climatique (qui aurait aussi joué pour le proche "système" de Jorox) peut être l'expression d'une moindre alimentation hydraulique due à un phénomène de capture.

En fonction du contexte géomorphologique, seule l'obstruction de la vallée du río del Plano par la "formation de los Olivos" a pu causer temporairement le détournement partiel du río del Plano. L'argumentation repose essentiellement sur l'existence, dans le quasi-prolongement du paléo-talweg fossilisé et à une altitude similaire au sommet de la "plate-forme de los Olivos", d'un col situé au contact des péridotites et des marbres alpujarrides (et aux dépens de ces deux assises). D'autre part, on relève, sur le flanc méridional de ce col et dans l'axe de celui-ci, l'existence d'un important ravin se raccordant au río Grande ; ce ravin (San Pascual) est de nos jours parcouru par des écoulements sporadiques (périodes de fortes pluies) dont la modestie du débit et surtout du bassin de réception contraste avec l'ampleur de l'entaille torrentielle. Enfin, on relève sur les flancs de ce ravin la présence de matériel allochtone (dolomies et gneiss) provenant de la Dorsale et de l'unité alpujarride de los Reales. De prime abord, on peut imaginer qu'antérieurement, le réseau hydrographique du compartiment de Yunquera empruntait le ravin San Pascual pour rejoindre directement le río Grande, puis aurait été, ultérieurement, capturé par le río Jorox. Ce scénario paraît, cependant, peu probable car dans de telles circonstances le río del Plano-Umbría aurait sans nul doute continué à s'écouler vers le río Grande qui constitue le niveau de base régional et vers lequel les eaux ne rencontrent que des terrains tendres. Il paraît, en effet, difficilement concevable que le río del Plano délaisse une telle structure de drainage pour venir s'encaisser dans les marbres et rejoindre un cours d'eau de second ordre (le río Jorox). D'autre part, le profil tendu du ravin San Pascual dans des terrains tendres n'est pas en accord avec une telle organisation du drainage. Enfin, un tel scénario n'explique guère le déficit hydraulique temporaire du río del Plano-Umbría. Plus vraisemblable est le scénario faisant intervenir la "plate-forme de los Olivos" dont la construction a été favorisée, sinon provoquée par la confluence des eaux carbonatées du río del Plano et de l'arroyo Umbría. Le développement de ce "travertin de confluence" a été à l'origine du colmatage de la vallée du río del Plano (qui se dirigeait initialement vers le río Jorox) et du détournement temporaire et partiel de ce río vers le ravin San Pascual ; la préexistence d'un ravin torrentiel a pu favoriser cette "pseudo-capture". Cette hypothèse a l'avantage d'expliquer, à la fois : l'agencement du col et sa concordance altitudinale avec le sommet de la "table de los Olivos" ; la présence de

matériel allochtone dans le ravin San Pascual liée au détournement d'une part des eaux du río del Plano ; le profil tendu de ce ravin entre le seuil travertineux et le río Grande ; le modeste enfoncement du réseau hydrographique-amont qui a été entravé par la présence du seuil travertineux ("seuil" qui a pu être "renforcé" par la présence des marbres en aval du barrage travertineux) ; le faible creusement du réseau hydrographique-aval (dans les marbres) dû au déficit hydraulique provoqué par la diffuence des eaux au niveau du barrage ; le "perchement" du réseau hydrographique du compartiment de Yunquera vis-à-vis des ríos Jorox et Grande ; et, enfin, le caractère temporaire du déficit énergétique (lié à la diffuence). En effet, dans une telle hypothèse, la rupture ultérieure du barrage travertineux (liée au travail de l'érosion le long de son contact avec les péridotites) a permis au río del Plano-Umbría de reprendre possession de son ancien cours ; cette éventuelle rupture a eu pour effet de redynamiser l'action érosive des écoulements aussi bien en amont qu'en aval du seuil travertineux (reconcentration des écoulements, gradient hydraulique plus important...). L'emboîtement des formations fini-pléistocènes résulterait de cette nouvelle dynamique qu'on peut ici rattacher au "Würm". En effet, cette dynamique a débuté bien avant la fin du Pléistocène supérieur puisque les formations du río del Plano moulent un ancien ravin qui entaille le rebord de la formation éémienne del Pueblo-oeste (ensemble supérieur). Il en est de même pour l'arroyo Ojetar qui recoupe l'interfluve entre les formations éémiennes del Cimiterio et del Pueblo-este et qui se raccorde au río del Plano, en aval de l'ensemble inférieur.

Quelles qu'en soient les causes, le réseau hydrographique de Yunquera a connu durant une période un fort ralentissement de son encaissement ; période qui a débuté, au minimum, dès la construction des formations "Iglesia-Naranjos-Olivos" et s'est prolongée au moins jusqu'à l'Eémien. Cette moindre activité érosive semble, par ailleurs, confirmée par l'indigence du matériel détritique à la base des "formations éémiennes" ; dépôts détritiques qui sont, par contre, relativement abondants à la base de "l'ensemble inférieur-Naranjos" et des "formations fini-pléistocènes".

Cet "arrêt" temporaire de l'enfoncement du réseau hydrographique pourrait être à l'origine de l'absence d'étagement des formations éémiennes vis-à-vis de la génération précédente (Iglesia-Naranjos-Olivos). En toute logique, l'absence de creusement interdit toute forme d'étagement et d'emboîtement des formations travertineuses. Par ailleurs, cette interruption momentanée d'encaissement a vraisemblablement favorisé la stabilisation des exutoires karstiques ; stabilisation qui est normalement propice au développement de la structure de drainage karstique (évolution vers un système hiérarchisé de moins en moins favorable à la travertinisation : *supra*).

Néanmoins, on constate, au contraire, en amont de la "plate-forme" de Yunquera (dans les marbres alpujarrides reposant à plat sur la Dorsale bétique) la présence d'une nappe d'imbibition à faible profondeur. Cette nappe pourrait être l'expression du fonctionnement (thermodynamique) du compartiment de Yunquera en "système fermé" *s.l.* L'évolution d'un karst vers un "système fermé" est généralement provoquée par une remontée du niveau de base qui entraîne un ennoyage de l'aquifère (A. Mangin, 1982). Dans le cas de Yunquera, le développement d'une zone palustre à l'arrière des formations émiennes de "l'ensemble supérieur" a occasionné, sinon une remontée du niveau de base, du moins un ennoyage de la base du système karstique. Cet enchaînement peut être transposé à la "formation de la Iglesia" puisqu'on sait qu'entre ces deux générations de travertins, le réseau hydrographique s'est peu modifié. Dans cette hypothèse, l'ennoyage partiel du système karstique de Yunquera (nappe d'imbibition à l'arrière des barrages travertineux) déclenché par la "formation de la Iglesia" a été postérieurement renforcé par les "formations émiennes" (Cimiterio-Pueblo este et oeste). Ce renforcement a pu, d'ailleurs, être synchrone de la construction travertineuse. Donc, ici, plus que la stabilité des exutoires karstiques déterminée par le moindre enfoncement du réseau hydrographique, il faut prendre en compte le "facteur-travertin" responsable d'un "développement" de la zone noyée karstique. Or on sait qu'une telle évolution (accroissement de la zone noyée) est favorable à une forte minéralisation des eaux (amplification du temps de contact entre les trois phases du karst : *supra* : Livre I, II partie) et, en conséquence, aux précipitations chimiques. Une véritable boucle rétroactive semble donc s'être développée autour de la plate-forme de Yunquera : travertin-ennoyage-minéralisation-travertin. Cette boucle n'a pu être, cependant, totalement opérante qu'en présence de paramètres favorables aux précipitations carbonatées ; la plate-forme de Yunquera présente de multiples conditions propices à la travertinisation : position d'adret, rupture de pente (front), subdivision des écoulements en différents chenaux peu profonds (vallons coalescents), auxquelles il faut adjoindre la minéralisation élevée des eaux (liée à l'ennoyage basal de l'aquifère et au contexte bio-climatique fournisseur en CO₂ biogénique [Émien]). La conjonction de ces facteurs s'est, donc, traduite par une précipitation massive et préférentielle des carbonates au niveau de la rupture de pente : le front de "l'ensemble supérieur". Dès lors que ce contexte bien particulier a changé, les conditions de dépôts des travertins se sont modifiées. L'enfoncement post-émien du réseau hydrographique a affaibli les effets du barrage travertineux sur le système karstique de Yunquera (abaissement de la nappe d'imbibition) et, par conséquent, la minéralisation des eaux karstiques. Cette moindre minéralisation des eaux et la reconcentration des eaux dans des ravins encaissés au profil tendu se sont traduites, dès que les conditions physico-chimiques l'ont permis, par des dépôts en cascade et échelonnés sur une

plus longue distance (travertins de vallée) : les "formations 1 et 2 du río del Plano".

1.2.3. Conclusions

L'ensemble de Yunquera se caractérise par des "travertins de vallée" (première et troisième génération) et par une "plate-forme perchée" (formation émiennne : seconde génération). Ce singulier enchaînement résulterait d'un double effet de "seuil". Le seuil inférieur aurait été provoqué par l'obstruction du paléo-talweg par la "formation de confluence de los Olivos" (ayant vraisemblablement détourné les eaux vers le *barranco* de San Pascual) et surtout par les marbres alpujarrides sur lesquels s'appuie cette formation. Ce seuil en contrariant temporairement l'enfoncement du réseau hydrographique aurait provoqué la stabilisation du niveau de base karstique. Cette stabilisation du niveau de base a été, par ailleurs, renforcée par le second seuil : le "front" travertineux de Yunquera. Ce haut niveau "permanent" de travertinisation a causé un ennoyage basal du système karstique de Yunquera, ce qui a créé des conditions favorables à la travertinisation (boucle rétroactive). Ces deux "seuils" contemporains de la première génération de travertins ont ainsi "gelé" l'évolution hydrographique du compartiment de Yunquera, d'autant plus que le potentiel érosif semble ici relativement réduit : les bassins versants des réseaux hydrographiques de Yunquera ne disposent pas des mêmes capacités que celui du río Jorox. Si durant l'Émien, le seuil supérieur s'est renforcé, le "Würm" marque une première rupture de ces deux seuils ; la rupture du seuil inférieur ayant entraîné celle du seuil supérieur. Dès lors, le "système de Yunquera" retrouve un fonctionnement "normal", c'est-à-dire en accord avec l'évolution des ensembles travertineux voisins (Tolox, Jorox).

Cette évolution particulière de "l'ensemble de Yunquera" permet d'attirer l'attention sur l'importance du choix et de la part des "systèmes" travertineux dans tout essai de reconstitution morphogénique régionale. Chaque "ensemble travertineux" se caractérise par sa propre dynamique et son propre enchaînement évolutif dépendants des conditions internes au système karstique et des conditions imposées par le contexte géographique *s.l.* (climat, bio-pédologique, géomorphologique...) ; ces dernières jouant à la fois sur l'évolution du "système karstique" et sur les facultés de précipitation des carbonates. Dans une telle logique, on peut s'interroger sur l'intérêt morphogénique des travertins qui sont autant de cas particuliers. L'intérêt de telles formations est, rappelons-le, multiple si on prend en compte qu'elles permettent de caler différentes phases d'évolution du réseau hydrographique (qui induit l'évolution du karst), de définir le contexte bio-climatique contemporain de la travertinisation, de mettre en évidence des phases d'activité tectoniques (remontée de CO₂ endogène)... Par

ailleurs, l'étude comparative de "systèmes travertineux" voisins permet de mettre en valeur des événements morpho-structuraux ou morpho-climatiques de premier ordre (soulèvement d'ensemble, abaissement du niveau de base régional, fluctuation climatique...) qui se sont traduits par une évolution analogue (temporaire) de ces différents "systèmes". Ainsi l'étude des travertins de Tolox, Jorox et Yunquera permet d'affirmer que l'essentiel du creusement du réseau hydrographique descendant de la Dorsale et se raccordant à la Hoya de Málaga est bien antérieur à la seconde moitié du Pléistocène moyen (> 350 000 B.P., limite du géochronomètre U/Th), voire à la seconde moitié du Pléistocène inférieur (cf. ensemble supérieur de Jorox vraisemblablement antérieur à 1,5 million d'années). L'étude du travertin du Puerto de los Martínez ainsi que des formations bréchiques d'Alozaina vont permettre de caler plus précisément les grandes phases d'enfoncement du réseau hydrographique anté-350 000 B.P.. En ce qui concerne la période comprise entre 350 000 B.P. et l'Actuel, on relève deux épisodes-clés : l'Eémien et l'Holocène, qui soulignent, si besoin en était, l'étroite relation entre la travertinisation et les améliorations climatiques ; relation qui s'exprime ici quelle que soit la spécificité du système karstique. Inversement, les épisodes de péjoration climatique durant le Pléistocène supérieur se traduisent par l'inhibition de la travertinisation ; l'accroissement du potentiel érosif (l'intensité d'érosion l'emporte sur l'intensité de la précipitation, dans le cas où celle-ci peut se réaliser) se joignant aux autres facteurs contrariant le dépôt des carbonates. Ce creusement a été particulièrement efficace pour les *arroyos* descendant des reliefs sommitaux (río de los Horcajos, arroyo de los Siete Fuentes, río Grande...). Cette efficacité est essentiellement liée au potentiel énergétique fournie par les eaux de fusion nivale. Les cours d'eau dont les bassins d'alimentation n'englobent pas les reliefs sommitaux, présentent, pour leur part, des profils plus accidentés et fortement dépendants du contexte litho-structural. L'obstruction travertineuse peut, dans ce cas, constituer un obstacle sérieux dans l'évolution du réseau hydrographique comme nous l'a démontré le dispositif travertineux de Yunquera.

1.3. La formation du Puerto de los Martínez

La formation du Puerto de los Martínez que nous avons découverte en 1989 (J.J. Delannoy et *al.*, 1989), affleure, vers 640-660 m d'altitude, sur la retombée SSE de la Sierra Alcaparaín, au niveau du virage en épingle à cheveux de la route reliant Casarabonela à El Burgo ; cette route passe par le Puerto de los Martínez qui sépare les Sierras Bonela et Alcaparaín (Figure III.131).

La formation du Puerto de los Martínez se situe, comme les "systèmes" précédents, aux abords du contact anormal Dorsale bétique-nappe alpujarride. Cette

formation se développe à proximité de la faille normale Jorox-Casarabonela-Caratraca qui met, ici, en contact les dolomies triasiques de l'Unité Bonela (Dorsale bétique) et les micaschistes de l'Unité alpujarride de los Reales. Cette dernière est chevauchée à plat par les flyschs aquitano-burdigaliens ; flyschs qui masquent le contact anormal nappe alpujarride-nappe malaguide. Les travertins du Puerto de los Martínez semblent reposer localement sur des formations malaguides (marno-calcaires oligocènes) et sur les flyschs aquitano-burdigaliens (IGME -Alora-, 1978) qui sont le siège de nombreux glissements de terrains ; ces mouvements sont à l'origine des écroulements qui ont affecté et affectent le "front" de la formation.

Située à moins d'une soixantaine de mètres de dénivellé sous le col, la formation du Puerto de los Martínez est totalement déconnectée du drainage actuel tant superficiel que karstique. Les exutoires karstiques les plus proches se situent quelques 150 mètres en contrebas et 2 kilomètres plus au sud, au niveau du village de Casarabonela. Ces exutoires qui sourdent au niveau de la faille Casarabonela-Jorox, ont donné naissance à un "système" étagé de travertins sur lequel s'est développé le *pueblo*.

1.3.1 Description de la formation travertineuse de Puerto de los Martínez

La formation travertineuse du Puerto de los Martínez se réduit à un seul "ensemble" de modeste extension (20 000 m²) et d'une trentaine de mètres d'épaisseur. Les travertins de cette formation se caractérisent par un faciès essentiellement algaire dans lequel on relève des niveaux riches en empreintes foliaires. Vers la base, se développe un faciès plus crayeux qui, comme le reste de la formation, est extrêmement induré. Les écroulements qui affectent le "flanc" recoupé par la route, ne permettent malheureusement pas d'observer la base de la séquence travertineuse et le contact avec la roche encaissante. L'entaille de la route permet, par contre, de relever l'existence de paléo-cavités entièrement colmatées par des planchers stalagmitiques. Par sa disposition et l'orientation de son ancien front de propagation (en cascade) vers le SE, cette formation semble sceller la base d'un ancien vallon dont seule une partie du versant NW reste visible.

1.3.2. Les enseignements paléogéographiques du travertin du Puerto de los Martínez

Malgré sa faible extension, cette formation du Puerto de los Martínez est particulièrement intéressante d'un point de vue paléogéographique, étant donné qu'elle est le témoin d'une phase de travertinisation antérieure à la transgression marine pliocène (Figure III.139). En effet, le flanc méridional et le sommet de l'affleurement travertineux sont perforés par de nombreux lithophages.

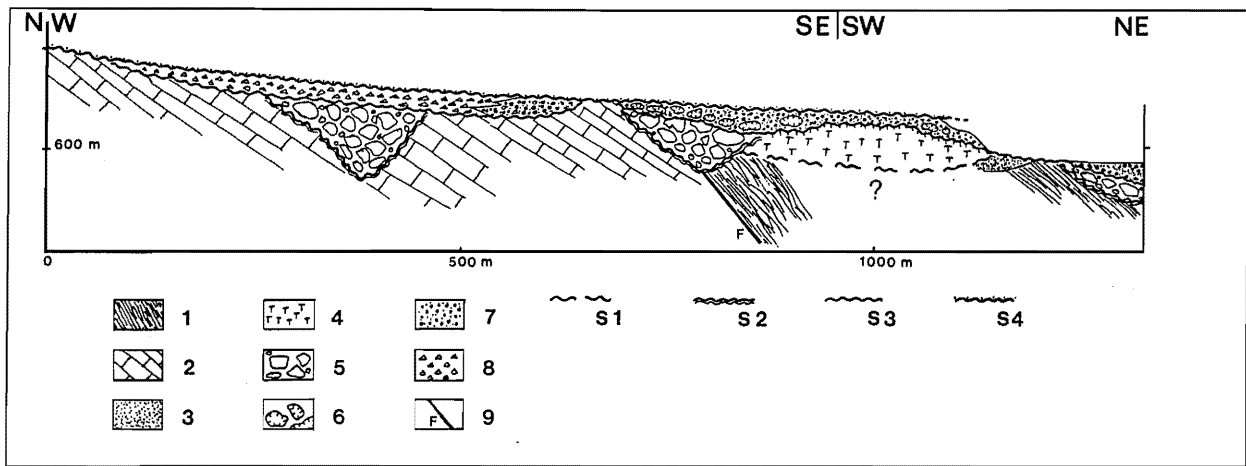


Figure III.139 - Coupe synthétique et schématique des formations néogènes du piémont méridional de la Sierra Alcaparain, région du Puerto de los Martinez (Casarabonela - Malaga)

1 : Micaschistes alpujarrides ; 2 : Calcaires triasiques et jurassiques de la dorsale bétique (unité Bonela) ; 3 : Grès et marnes oligocènes et/ou aquitano-burdigaliens (Néonumidien) ; 4 : formation travertineuse ; 5 : Méga-brèche à éléments calcaire (Messinien) ; 6 : Perforation de lithophages à la surface du travertin et des blocs de la méga-brèche remaniés dans le conglomérat pliocène ; 7 : Conglomérats et sables marins (Pliocène) ; 8 : Brèche (Pliocène continental) ; 9 : Contact anormal entre les nappes alpujarrides et la dorsale bétique. S1 : Topographie d'érosion antérieure aux travertins (incision fluviale) ; S2 : Topographie d'érosion messinienne (incision fluviale) ; S3 : Topographie d'érosion (continentale et marine) post messinienne et anté pliocène ; S4 : Topographie d'érosion post pliocène (glacis d'ablation).

D'autre part, des sables et un conglomérat composé d'éléments roulés hétérogènes (quartzites, gneiss, flyschs gréseux, calcaires, dolomies, marbres, débris d'huîtres...) le fossilisent. Les travaux de terrain, la présence d'oursins et l'observation de foraminifères et d'ostracodes marins (P. Carbonel, Université de Bordeaux I) ont permis de rapporter ce dépôt à un Pliocène marin. Le contact entre travertin et sédiments marins révèle que cette construction travertineuse était déjà en inversion de relief et devait s'apparenter à un petit "éperon" battu par la mer. Par ailleurs, au NNW de ce "paléo-éperon", se développe une formation à gros blocs d'origine locale (calcaire, dolomie, marbre, grès et quelques éléments de travertin). Cette méga-brèche qui remplit des paléo-vallons et repose localement sur le travertin, est également anté-pliocène si on se réfère aux lithophages qui perforent les blocs et le ciment carbonaté ; ceci permet d'affirmer que c'est l'ensemble de cette mégabrèche qui a été retouchée par la mer pliocène et non de simples blocs perforés qui auraient été postérieurement cimentés. La relation entre cette mégabrèche (qu'on appellera du Puerto de los Martinez comme le travertin), le travertin, le Pliocène marin et la "brèche mortadelle" située plus en amont sera étudiée en détail dans le sous-chapitre suivant : "Les formations bréchiques du piémont des Sierras Prieta-Bonela".

L'âge précis du travertin reste pour l'instant incertain. Cependant, on sait qu'il est antérieur à la transgression pliocène. Et, étant donné qu'il repose localement sur des flyschs aquitano-burdigaliens, il est postérieur à ces formations. Il est également postérieur à la structuration en nappes des zones internes bétiques et au charriage post-burdigalien de celles-ci sur les zones externes. Le

travertin du Puerto de los Martinez serait donc contemporain du Miocène moyen ou supérieur. Enfin la détermination, par P. Roiron (Montpellier II), de quelques empreintes foliaires contenues dans ce travertin révèle une flore de forêt sempervirente de type laurisylve tropicale ou subtropicale (lauracée proche de *Lindera pulcherrima* benth., 2 feuilles de type Magnolia, Camphrier,...), comparable à celle existant actuellement en Inde septentrionale ou en Chine méridionale et qui existait en région méditerranéenne à l'Oligo-Miocène et tout au plus au Pliocène (Almera, 1907 ; P. Roiron, 1992).

Ce travertin et les formations associées mettent en évidence plusieurs événements paléogéographiques touchant à différents domaines.

- La position des exurgences : actuellement, l'essentiel des sources karstiques de ce piémont, particulièrement celle donnant des travertins, s'alignent sur le contact anormal Dorsale Bétique-nappes alpujarrides. La situation du travertin du Puerto de los Martinez à proximité de cet accident majeur n'est pas fortuite et traduit vraisemblablement la présence de sources sur cet axe structural dès le Néogène. Cet axe s'avère donc comme un élément majeur et permanent dans l'organisation du drainage karstique et le positionnement des exutoires de la *serranía*. Par ailleurs, cet accident majeur ainsi que la faille sur laquelle se situe le travertin, ont pu être le siège de remontée de CO₂ endogène.

- Un réseau hydrographique néogène : le paléo-vallon moulé par le travertin révèle une phase de creusement du réseau hydrographique vers la Méditerranée antérieure à la travertinisation. Ce paléo-vallon WNW-ESE possède une direction globalement similaire à celle de l'actuel

arroyo de Casarabonela qui conflue avec le río Guadalhorce (1 km au sud de Pizarra).

Il est clair que du paléo-vallon du Puerto de los Martinez il ne reste que le moule travertineux ; les versants développés dans les micaschistes alpujarrides, l'Oligocène malaguide et le Néonumidien ont été complètement érodés. Cette inversion de relief était déjà amorcée au Pliocène puisque le travertin s'apparentait à un éperon battu par la mer sur ses faces SSW, S et E. La sédimentation pliocène a ensuite fossilisé l'éperon travertineux marquant ainsi la progradation de la mer pliocène sur le continent (phase transgressive).

Le fait que l'inversion de relief ait été effective dès la transgression pliocène, suppose une phase d'incision anté-pliocène qui est, par ailleurs, attestée par les vallons contenant la mégabrèche à lithophages et des dépôts marins pliocènes. Cette phase d'incision post-travertin et anté-pliocène peut être, dans le contexte régional, rapportée à la crise de salinité messinienne, même si dans le cas de la mer d'Alboran, l'abaissement eustatique a été moins marqué qu'en Méditerranée *s.s.* (*supra* : Première Partie). La seconde cause possible est que cette entaille résulte d'une première phase d'exhaussement anté-pliocène des zones internes bétiques (*supra* : Première Partie). Rappelons qu'à une douzaine de kilomètres à l'ESE du Puerto de los Martinez, le Pliocène marin se situe en contrebas des molasses miocènes flexurées (J. Bourgois, 1978). Si cette situation du Pliocène en contrebas du Miocène atteste bien un jeu tectonique, cette position peut être également l'expression d'une sédimentation chenalisée dans une ria pliocène dont le tracé suivrait une incision messinienne du Guadalhorce creusée dans les sédiments miocènes (molasses et flyschs néonumidiens). En l'absence de sondages connus dans les sédiments pliocènes de la Hoya de Málaga, cela reste du domaine de l'hypothèse.

- La tectonique post-pliocène et les creusements des vallées au Pléistocène : le fait que des sédiments marins soient aujourd'hui perchés à 650 mètres d'altitude, met en valeur l'importante surrection post-pliocène du piémont méridional de la Serranía de Ronda qui serait de l'ordre de 570 mètres. Cette composante verticale va constituer le moteur essentiel de la verticalisation du karst (*supra* : Chapitre 2) et de l'enfoncement des vallées pléistocènes ; enfoncement dont témoignent les tables travertineuses étagées de Jorox et Tolox. Sur le site du travertin du Puerto de los Martinez, l'incision de l'arroyo de Casarabonela et de ses affluents dans le matériel néonumidien, a entraîné une déstabilisation du versant qui s'exprime par de nombreux mouvements et glissements de terrains. Ces glissements sont à l'origine des écroulements qui ont affecté le conglomérat marin pliocène (dont des blocs parsèment le versant) et affectent le pan sud-ouest de l'édifice travertineux.

Cette évolution du travertin du Puerto de los Martinez sera reprécisée lors de l'étude des formations bréchiques de

ce piémont et de leur relation avec le Pliocène marin.

1.4. Conclusions : la contribution des travertins dans la définition morphogénique du piémont méditerranéen des Sierras Prieta-Bonela

Le piémont méditerranéen des Sierras Prieta-Bonela se caractérise par une série de "systèmes" travertineux étagés. Aux six plus importants d'entre eux (Yunquera, Hornillo, Jorox, Alozaina, Casarabonela, Puerto de los Martinez), il faut adjoindre l'ensemble des tufs de cascades qui moulent la plupart des ravins se raccordant à la Hoya de Málaga ; ces formations, généralement d'âge holocène voire éémien, sont liées à de petites sources sourdant au niveau d'accidents tectoniques. De même, hormis la table démantelée d'Alozaina (*infra* : Les formations bréchiques du piémont des Sierras Prieta-Bonela), les principaux "systèmes" travertineux de ce piémont se situent sur ou à proximité d'un accident tectonique majeur : la faille Carratraca-Casarabonela-Jorox pour les édifices du Puerto de los Martinez, de Casarabonela et de Jorox, en contrebas du contact anormal Dorsale-nappes alpujarrides pour Yunquera et le long d'un accident mettant en contact les marbres alpujarrides (unité de los Reales) et les péridotites pour Hornillo.

La disposition de ces dépôts travertineux comme d'ailleurs ceux de la Sierra de las Nieves (Tolox, Fuente Duende), fait ressortir une relation privilégiée entre accident tectonique majeur et formation travertineuse, particulièrement autour du contact anormal entre la Dorsale et les péridotites alpujarrides. Cette corrélation peut être l'expression de deux données ayant pu conjuguer leurs effets :

- les principales sources karstiques de ce piémont se situent le long des accidents majeurs limitant les affleurements carbonatés de la Dorsale ;

- les éventuels apports le long de ces accidents de CO₂ d'origine profonde qui en entraînant une forte minéralisation des eaux en carbonates est un facteur hautement favorable à la travertinisation. Cependant, les analyses isotopiques C¹³ effectuées sur les travertins de Jorox, Yunquera et du Puerto de los Martinez (Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon) semblent écarter cette hypothèse.

L'étude de ces travertins nous a également permis de mettre en évidence une autre relation privilégiée : celle entre optimum bio-climatique et maximum de travertinisation. Deux épisodes-clés soulignent cette relation : l'Eémien et l'Holocène ; relation qui s'exprime ici quelle que soit la spécificité du système karstique. La détermination des empreintes foliaires des différents ensembles étagés sur le piémont (de la table anté-pliocène du Puerto de los Martinez aux dépôts holocènes) montre

Echantillons	$^{18}\text{O} \text{ ‰ } / \text{PDB}$	$^{13}\text{C} \text{ ‰ } / \text{PDB}$
YUNQUERA (Trav.)	-5,75	-8,77
JOROX (Trav. sup.)	-6,67	-8,18
JOROX (Trav. éémien)	-6,6	-9,18
TOLOX (Trav.)	-6,13	-6,09
P. MARTINEZ (Trav.)	-5,87	-8,31

Tableau III.23 - Résultats des analyses isotopiques C^{13} et O^{18} sur les eaux des sources ayant donné des travertins et sur les travertins -Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon-

clairement que la travertinisation s'est réalisée dans des contextes biostasiques. Inversement, les épisodes de péjoration climatique durant le Pléistocène supérieur se traduisent par l'inhibition de la travertinisation ; l'accroissement du potentiel érosif (l'intensité de l'érosion l'emporte sur l'intensité de la précipitation, dans le cas où celle-ci peut se réaliser) se joignant aux autres facteurs contrariant le dépôt des carbonates. Ce mécanisme devait être particulièrement efficace pour les *arroyos* descendant des reliefs sommitaux (arroyo de las Siete Fuentes). Cette efficacité est essentiellement liée au potentiel énergétique fourni par les eaux de fusion nivale. Les cours d'eau dont les bassins d'alimentation n'englobent pas les reliefs sommitaux, présentent, pour leur part, des profils plus accidentés et fortement dépendants du contexte litho-structural. L'obstruction travertineuse peut, dans ce cas, constituer un obstacle sérieux dans l'évolution du réseau hydrographique comme nous l'a démontré le dispositif travertineux de Yunquera.

La retombée méditerranéenne de la Serranía de Ronda révèle donc au moins six générations de constructions carbonatées.

- Les dépôts holocènes, apparemment exclusivement de vallée, se déposent en contrebas et à distance de la source karstique. Ils moulent des ravins se raccordant à la Hoya de Málaga dont le caractère accidenté (dépôts en cascades) et pentu résulte d'une phase d'incision post-éémienne et anté-holocène. La détermination des empreintes foliaires permet de reconstituer un environnement forestier (chênaie caducifoliée et sous bois de salsepareille, de lierre...) tout à fait différent du matorral qui couvre actuellement les versants. L'arrêt de la travertinisation dès la fin du Boréal puis l'incision de ces formations expriment le développement de la pression anthropique dans la Serranía de Ronda.

- Les dépôts éémiens se sont développés dans un milieu forestier mixte à chênaie caducifoliée (*Quercus faginea*) et laurier rose (*Nerium oleander*), soit un environnement climatique de type mésoméditerranéen.

- A l'intérieur des formations anté-éémiennes et antérieures à la limite du géochronomètre U/Th (350 000 B.P.), on relève plusieurs générations de travertins en fonction de leur étagement et de leur faciès : au moins deux pour Tolox et trois pour Jorox (la formation d'Hornillo est vraisemblablement contemporaine de la table supérieure de Jorox : convergence altimétrique, texturale et floristique). Ces formations, hormis Yunquera,

apparaissent comme des dépôts essentiellement de source ayant moulé des paléo-vallons descendant de la Dorsale. Ces travertins se sont déposés dans un contexte méditerranéen chaud et sec si on se réfère à la présence prépondérante du laurier noble (*Laurus nobilis*) souvent associé à la salsepareille (*Smilax aspera*). Ces formations seraient contemporaines des optima du Pléistocène inférieur et moyen. Les travaux palynologiques sur le domaine méditerranéen (J.P. Suc, 1980, 1982 ; J. Cravatte et al., 1981, 1982, J.L. Vernet, 1988), montrent, en effet, une série d'alternances entre une forêt méditerranéenne clairsemée et une végétation steppique ouverte. L'apparition du premier paysage herbacé à caractères steppiques est, selon ces travaux, légèrement antérieure à la limite plio-pléistocène. Il est intéressant de noter que le laurier noble est totalement absent dans les formations carbonatées postérieures (éémienne et holocène).

- Le travertin anté-pliocène marin du Puerto de los Martinez s'est développé, pour sa part, dans un contexte climatique subtropical de type chinois (lauracées subtropicales, magnolias).

L'étude des travertins de ce piémont nous a permis de définir différentes phases d'enfoncement du réseau hydrographique dépendant de la Méditerranée et, donc, du rôle de celle-ci dans la morphogénèse de la Serranía de Ronda.

- Le travertin du Puerto de los Martinez a révélé une première phase d'incision antérieure à la crise messinienne. Ces phases d'incision anté-pliocènes du réseau hydrographique ont, vraisemblablement, contribué à un développement du potentiel de karstification (gradient hydraulique) de la *serranía*. Dès cette phase, les exutoires des systèmes de drainage karstique se positionnent le long des grands accidents tectoniques si on se réfère à l'emplacement du travertin du Puerto de los Martinez.

- La transgression pliocène se marque sur le rebord montagneux de ce piémont par une progradation des sédiments marins transgressifs sur les dépôts continentaux (cf. travertin du Puerto de los Martinez) via un système de rias.

- La position des anciennes formations travertineuses de Jorox, Hornillo et Yunquera dans des paléo-talwegs permet d'affirmer qu'une grande part de l'enfoncement du réseau hydrographique est comprise entre le retrait de la mer pliocène et le Pléistocène moyen, voire la seconde moitié de Pléistocène inférieur. Ce creusement a été, sans

nul doute, provoqué par le soulèvement du piémont méridional de la *serranía* qui a porté à plus de 650 m d'altitude les assises marines pliocènes. Cette importante phase d'incision a sans doute favorisé une nouvelle restructuration du drainage karstique. Or plus la structure de drainage est désorganisée (le temps que le système karstique retrouve un état stationnaire et/ou une structure d'équilibre), plus le temps de contact entre les trois phases (eau, CO₂, carbonates) sera long, et, par conséquence, plus les conditions sont favorables à la travertinisation. Il y a, peut-être, là une relation privilégiée entre cette phase majeure d'enfoncement du réseau hydrographique et la travertinisation. La verticalisation de l'endokarst de la Dorsale (*supra* : Chapitre 2 : Sima GESM) est vraisemblablement contemporaine de cette restructuration du drainage karstique. Dans le même ordre d'idée, on remarque à Jorox notamment que le passage des travertins de source à ceux plus récents de vallée est l'expression de la stabilité des exutoires, elle-même sans doute liée à une moindre activité tectonique.

- Depuis 350 000 B.P., on relève la persistance d'un enfoncement, certes modeste, du réseau hydrographique dépendant de la Méditerranée. Cet enfoncement apparaît rythmé par des phases d'incision et d'arrêt comme en témoignent la présence de remblaiements travertineux éémien et holocènes et leurs étagements. Cette alternance peut être ici corrélée avec les variations climatiques pléistocènes : les optima climatiques correspondant aux phases de travertinisation et les périodes de péjoration aux entailles des travertins et du bed-rock.

L'étude des formations bréchiqes de ce piémont permet de préciser l'évolution morphogénique de cette retombée depuis la fin du Miocène jusqu'à la charnière plio-pléistocène.

2. LES FORMATIONS BRÉCHIQUES DU PIÉMONT DES SIERRAS PRIETA-BONELA

Le piémont des Sierras Prieta et Bonela, notamment le site d'Alozaina, avait déjà attiré l'attention de D. Orueta (1917), de M. Blumenthal (1930, 1949), et de R. Lhénaff (1977). Ces auteurs travaillèrent essentiellement sur les sédiments marins pliocènes et leurs relation avec la formation bréchiq, dite "mortadelle". De nouvelles observations nous ont permis de nuancer les enchaînements et les âges proposés par ces auteurs et de proposer une nouvelle interprétation morphogénique de ce piémont. Cette nouvelle interprétation repose également sur un site, à la fois, analogue et complémentaire : le site du Puerto de los Martinez qui n'avait jamais été jusque là étudié.

2.1. Les formations bréchiqes du Puerto de los Martinez et leurs relations avec le Pliocène marin

2.1.1. Description du site et des formations présentes

Lors de l'étude du travertin du Puerto de los Martinez, nous avons signalé l'existence d'une formation à gros blocs ("formation du Puerto de los Martinez") dont certains éléments reposaient sur la construction carbonatée ; ces éléments comme le travertin étant perforés de lithophages, nous leur avons attribué un âge anté-pliocène marin.

Trois cent mètres au nord du travertin, se développe un relief d'une soixantaine de mètres d'énergie qui est limité par deux petits ravins d'orientation W-E ; le premier d'entre-eux sépare ce relief de l'ensemble travertiniforme à blocs du Puerto de los Martinez, et le second isole ce relief d'un petit glacis descendant de la Sierra Alcaparain (Figure III.139). L'étude de ce relief révèle qu'il est composé d'une méga-brèche. Cette formation, très hétérométrique, est constituée de blocs dépassant couramment le m³. L'absence de classement, le faible émoussé des blocs ainsi que leur origine exclusivement locale (dolomies, calcaires de la Dorsale et marbres ou grès de l'unité alpujarride de los Reales) témoignent d'un transport à la fois brutal et réduit. Ces blocs sont soudés par un ciment calcaire rosâtre à rougeâtre. Sur le flanc ESE qui domine un petit *poligono artesanal*, cette formation (dite du "Poligono artesanal") atteint une quarantaine de mètres d'épaisseur. L'étude minutieuse de ce flanc révèle que cette formation à gros blocs moule un paléo-vallon incisé dans les dolomies triasiques de la Dorsale (unité de Bonela). Cet ancien moule est actuellement en inversion de relief : le ravin méridional s'est développé à la faveur d'une zone broyée liée à une faille de direction N 105° alors que le ravin septentrional (amont de l'arroyo Martina) est creusé dans les micaschistes alpujarrides.

Contrairement à la formation à blocs du Puerto de los Martinez, la mégabrèche du "Poligono artesanal" n'apparaît pas perforée par des lithophages dans l'état actuel des observations. Par contre, elle est recouverte à son sommet par une autre formation bréchiq. Celle-ci est composée d'éléments plus petits (50 cm maximum) et d'une abondante pierraille clastique sub-angleuse à sub-arrondie. Ces éléments d'origine locale (prédominance de calcaires et dolomies) sont emballés dans une matrice microbréchiq rosâtre fortement indurée (ciment calcaire) : cette brèche correspond au faciès "brèche mortadelle" qui présente un pendage de 5 à 10° (*supra* : Première Partie : les dépôts continentaux plio-pléistocènes et leur rapports avec la sédimentation marine pliocène). Au contact de la mégabrèche et de la "brèche mortadelle", on relève un niveau rougeâtre riche en matériel argileux

(fortement induré) et contenant peu d'éléments détritiques (calcaire et dolomie) ; ces quelques éléments apparaissent fortement émousés et altérés.

Sur ce versant SE du Grajo (1293 m), c'est à partir de 720 m d'altitude qu'affleure la brèche dite "mortadelle". Celle-ci a tendance à s'épaissir vers l'aval où elle peut atteindre localement une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Cette brèche fossilise également une topographie différenciée, notamment des paléo-vallons, ce qui explique les nombreuses variations latérales d'épaisseur relevées sur le terrain (d'une cinquantaine à quelques mètres). Une seconde cause est à l'origine de ces variations d'épaisseur : l'existence d'un glacis d'ablation faiblement déclive (5°) qui recoupe indifféremment la "brèche mortadelle" et l'encaissant. Cet aplanissement débute vers 750 m d'altitude où il tronque d'abord les assises de la Dorsale fortement redressées puis se prolonge, en contrebas, dans la formation bréchique (Figure III.139). Au niveau des cheminements des paléo-vallons fossilisés, l'épaisseur de la brèche mortadelle reste importante, par contre sur les hauts paléo-versants et sur les paléo-interfluves, la brèche est réduite à quelques mètres d'épaisseur voire a été totalement érodée. Vers 680 m d'altitude, ce glacis d'ablation a découpé une cavité agencée dans la "brèche mortadelle". Cette paléo-cavité se caractérise par d'imposants dépôts stalagmitiques (60 cm à 1 m d'épaisseur). Les anciennes coulées moulant les parois permettent de suivre le cheminement de la cavité qui s'était agencée en fonction d'une fracture de direction N 105°. Les planchers stalagmitiques, en place, scellent des dépôts sableux fortement indurés. Actuellement, le toit tronqué de la "brèche mortadelle" est fortement lapiazée.

Le site du Puerto de los Martinez révèle donc l'existence de deux formations bréchiques : la formation à blocs et la "brèche mortadelle". La formation à blocs est antérieure au maximum transgressif pliocène si on se réfère aux lithophages qui affectent les éléments de la formation du Puerto de los Martinez alors que la base de la "brèche mortadelle" apparaît contemporaine de l'épisode marin pliocène. En effet, comme nous l'avons vu dans la Première Partie (*supra* : 2.7. et 2.8.), on relève, au nord du vallon de la Martina, un passage latéral entre cette formation continentale et les conglomérats marins pliocènes : on observe de nombreuses imbrications en coin entre ces deux dépôts. On note, également, dans ce secteur, une progradation progressive de la "brèche mortadelle" sur les sédiments marins. L'accentuation de la décharge continentale est également perceptible dans la composition pétrographique du conglomérat marin pliocène. En effet, on relève vers le "toit" actuel de ce dépôt un accroissement notable de la taille des débris (20 à 30 cm de diamètre) qui sont irrégulièrement roulés et où dominent les dolomies et calcaires. Alors que vers la base, le conglomérat est composé essentiellement d'éléments

allochtones bien roulés (quartz, quartzite, gneiss...) ; ces galets, de 8 cm de diamètre maximum, sont noyés dans une matrice sableuse de couleur jaunâtre contenant de nombreux débris de coquilles (huîtres).

Comme nous l'avons déjà signalé (*supra* : Première Partie 2.6. et 2.7.), ce faciès conglomératique reste localisé à la frange littorale pliocène et plus particulièrement au débouché des paléo-vallons par lesquels cheminaient le matériel continental ("brèche mortadelle"). Ce conglomérat passe latéralement à des sédiments sableux puis marneux. Sur le site du Puerto de los Martinez, on relève un pendage de 25 à 30° dans ce matériel conglomératique ainsi que dans les sédiments sableux. Une petite excavation, située en contrebas de la formation du "Poligono artesanal" et au sommet d'un petit *cerro* (630 m), offre une coupe intéressante dans le matériel sableux pliocène (Figure III.140). Cette coupe de 6 m de long pour 2,5 m de haut permet d'observer la superposition de différents niveaux présentant une double inclinaison : de 20 à 30° pour la ligne de plus forte pente (dans le prolongement du vallon du poligono artesanal) et transversalement de 5 à 8°. La succession stratigraphique observée est la suivante, de bas en haut) :

- un niveau sablo-argileux devenant de plus en plus sableux vers le sommet ;
- un niveau sableux se chargeant vers le sommet de petits galets (80 cm) ;
- un niveau sablo-graveleux (50 cm) ;
- un niveau à petits galets arrondis de 3 à 4 cm de diamètre et composés de matériel métamorphique, de quartz, et provenant de la Dorsale ainsi que de débris d'huîtres. A l'intérieur de ce niveau (1,4 m), on note la présence d'intercalations de petits lits sableux ;
- un niveau sableux (70 cm) ;
- un petit niveau conglomératique (20 cm) ;
- un niveau sableux contenant de nombreuses pouppées calcaires.

L'étude granulométrique et morphoscopique de ces différents niveaux sableux révèle l'existence de deux types de sables : des sables de facture marine et des sables éoliens. La présence de sables de facture éolienne dans ce sédiment marin suggère la relative proximité du littoral pliocène. Cette proximité est, de plus, attestée par la présence des lithophages qui ne se développent pas sous une tranche d'eau supérieure à 30 mètres.

La séquence relevée associant les brèches continentales, les conglomérats et les sables marins présente une organisation similaire à celle observée dans les Delta Gilbert pliocènes du Roussillon, de la Durance ou du Var (G. Clauzon, 1996). Dans le cas du Puerto de los Martinez, on peut rapporter les brèches continentales aux "Top set beds" et les conglomérats et les sables marins aux "Fore set beds" (Figure III.140).

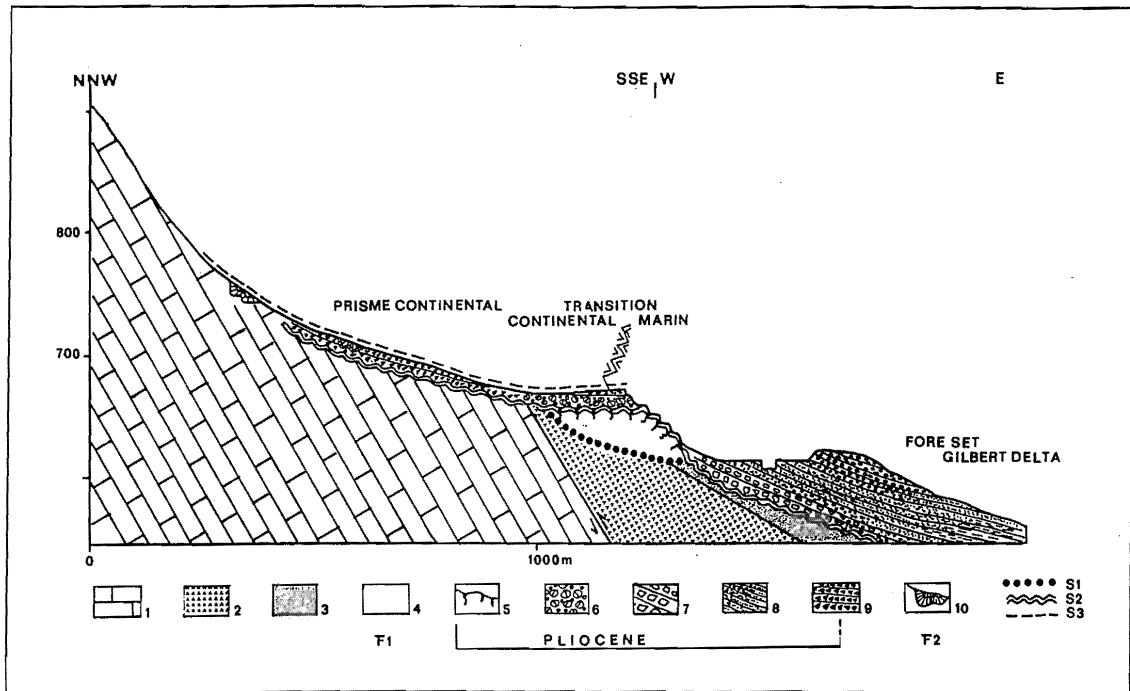


Figure III.140 - Transect synthétique du piémont méridional de la Sierra Alcaparain (Casarabonela)

1 : Dorsale bétique ; 2 : Nappe alpujarride ; 3 : Grès aquitano-burdigaliens ; 4 : Travertin (messino-tortonien) ; 5 : Surface à perforations de lithophages ; 6 : Conglomérat à gros blocs de calcaire et de dolomie ; 7 : Brèche de pied de falaise à gros blocs ; 8 : Sables et conglomérats à éléments carbonatés et siliceux ; 9 : Brèche mortadelle anté 2 Ma ; 10 : Paléokarst décapité (2 Ma).

S1 : Surface d'érosion anté travertin ; S2 : Surface d'érosion messinienne ; S3 : Surface de régradation post 2 Ma.

F1 : Flore tropicale ; F2 : Rongeur "Pliocène supérieur".

2.1.2. Reconstitution morphogénique du site du Puerto de los Martínez

L'étude du site du Puerto de los Martínez a permis de mettre en évidence l'existence de quatre grandes familles de dépôts : le travertin, la formation à blocs, le Pliocène marin et la "brèche mortadelle". La répartition spatiale de ces formations néogènes et leurs enchaînements permettent d'aborder l'évolution morphogénique de ce secteur (Figures III.139 et III.140).

Le travertin du Puerto de los Martínez et les formations à blocs permettent de mettre en évidence deux phases d'incision anté-pliocènes du piémont. Le travertin a révélé une première phase de creusement de cette retombée. Mais celle-ci apparaît indigente par rapport à l'incision post-travertinisation caractérisée par de profonds paléoravins (formation du "poligono artesanal" et *infra* : formation d'Alozaina) fossilisés par des mégabrèches. Cette seconde phase d'incision anté-pliocène correspond vraisemblablement au Messinien marqué, à la fois, par un épisode marin régressif et par une activité tectonique. Si on tient compte de la transgression marine pliocène sur les mégabrèches, cette seconde phase d'incision serait plutôt en relation avec un épisode régressif qu'avec une surrection de la *serranía*. Comme le signale P. Ambert (1987) dans son étude du site de Murviel les Béziers (Languedoc, France), pour que l'érosion régressive

messinienne déclenchée par l'abaissement eustatique soit efficace et engendre un creusement, elle doit être alimentée par des eaux météoriques en amont, ce qui serait en contradiction avec l'assèchement climatique communément rattaché à l'épisode messinien. Dans le cas de Murviel les Béziers, cet auteur suggère, à la lueur de l'analyse des travertins (empreintes foliaires), la permanence de conditions climatiques humides et des précipitations sur l'arrière-pays montagnard durant l'épisode messinien. Bien que nous n'ayons pas d'éléments permettant de valider ou d'infirmer un tel schéma, on peut envisager qu'un tel enchaînement ait pu avoir lieu sur ce piémont des Cordillères bétiques occidentales, aujourd'hui beaucoup plus arrosées que l'extrémité orientale de cette chaîne où la crise d'aridité messinienne fut effectivement marquée (*supra* : Première Partie 4.1.).

Guidée par les entailles messiniennes, la mer pliocène est remontée assez loin à l'intérieur de cette retombée de la *serranía*. Le site étudié correspond à la frange littorale d'une de ces rias pliocènes comme en témoignent les perforations du travertin par les lithophages. Ce façonnement littoral ne semble pas pour autant traduire le maximum transgressif pliocène, si on se réfère aux lithophages et aux remaniements de la formation à bloc (du Puerto de los Martínez) dont certains éléments reposent sur l'édifice travertineux.

Aux débouchés des ravins descendant de la *sierra*, la

sédimentation pliocène est essentiellement conglomératique. Vers le sommet, on relève un passage progressif (imbrications en coin) du faciès conglomératique marin au faciès continental bréchique ("brèche mortadelle"). Les dépôts continentaux viennent progressivement prograder les sédiments marins, entraînant de la sorte un recul de la mer dans les rias.

Outre cette progradation, l'afflux en masse de matériel détritique descendant de la *serranía* a eu pour effet de remblayer complètement les entailles torrentielles, voire de déborder sur leurs interfluves

C'est bien après le dépôt des "brèches mortadelles" que s'est agencé le glaciais d'ablation qui recoupe cette formation et ses encaissements (Dorsale, nappes alpujarrides, formation à blocs). Une autre preuve de cette postériorité du glaciais est le recoupement de cavités développées dans la "brèche mortadelle" et de leurs remplissages stalagmitiques. Ceci signifie qu'entre la sédimentation bréchique et son aplanissement, il y a eu suffisamment de temps pour qu'une structure de drainage karstique se mette en place (creusement des cavités) et soit partiellement abandonnée (colmatage stalagmitique des conduits).

En dehors de son façonnement, ce glaciais a eu relativement peu d'effets au droit des vallons remblayés par la "brèche mortadelle" étant donné l'importance du colmatage détritique. Par contre au droit des paléo-interfluves, la sédimentation bréchique a été fortement diminuée, voire totalement érodée, laissant alors affleurer le substrat. Lorsque l'encaissement est de résistance similaire à la "brèche mortadelle" (dolomies, calcaires, marbres, formation à blocs), l'érosion différentielle a peu entamé la morphologie d'ablation du glaciais. Par contre, lorsque le substrat est peu résistant (micaschistes alpujarrides, flyschs néonumidiens...), celui-ci a été postérieurement érodé entraînant ainsi l'inversion de relief des formations bréchiques.

L'incision des terrains pliocènes (sables et marnes) et néonumidiens, situés en contrebas du site étudié, a contribué à la déstabilisation du versant (glissement, solifluxion...). Cette déstabilisation est à l'origine des écroulements qui affectent le travertin du Puerto de los Martínez mais également la formation à blocs du "Polígono artesanal" (cf. les blocs écroulés situés en contrebas de cette zone artisanale). En fonction des données fournies par l'étude des travertins de cette retombée (*supra* : 1.3), l'essentiel de cette incision fluviale apparaît contemporaine du fini-Pliocène et/ou du début du Pléistocène inférieur.

L'étude des formations d'Alozaina permet d'appuyer et de compléter ce schéma d'évolution du piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda.

2.2. Les formations bréchiques et la sédimentation marine pliocène d'Alozaina

Le piémont dominant le village d'Alozaina a déjà fait l'objet d'étude, notamment de M. Blumenthal (1930, 1949) sur les sédiments pliocènes et de R. Lhénaff (1977) sur les "brèches mortadelles" et leurs relations avec le Pliocène marin. De nouvelles observations (J.J. Delannoy, J.L. Guendon et G. Clauzon) permettent de proposer une nouvelle interprétation chronostratigraphique et morphogénique de cette retombée de la Serranía de Ronda.

2.2.1. Description du site d'Alozaina

Le revers SSE de la Sierra Prieta (1521 m) dominant Alozaina est affecté par un vaste bassin de réception torrentiel (las Ventanillas) où prennent naissance les arroyos de Piña et del Lugar qui confluent quelques 1100 mètres plus bas avec le río Grande. Ce vaste "amphithéâtre" est creusé dans les dolomies de la Dorsale. En contrebas de celui-ci (780 m), débute une vaste plate-forme d'ablation faiblement inclinée (5 à 6 °) qui recoupe les assises fortement redressées de "l'unité Bonela". Son raccord avec les versants montagneux régularisés (25 à 28°) se marque dans le paysage par une courte concavité. En contrebas (750 m), ce glaciais dont la pente oscille autour de 3-4°, recoupe une formation bréchique (de type brèche mortadelle). Cette formation s'épaissit rapidement en direction de la Hoya de Málaga et peut atteindre, dans certains secteurs, la centaine de mètres (Figure III.141).

En contrebas d'un escarpement d'une centaine de mètres d'énergie, de direction générale NNE-SSW, le versant devient de plus en plus chaotique et est entaillé par de nombreux petits arroyos. Ce versant se développe successivement dans les assises pliocènes (sables, marnes), ou les péridotites alpujarrides, puis, dans les argiles et schistes malaguides et les flyschs néonumidiens ; soit, un ensemble de terrains tendres propices aux incisions torrentielles et aux mouvements de terrain.

2.2.2. Étude de coupes agencées dans les formations détritiques et les assises pliocènes

Deux coupes majeures permettent de préciser la stratigraphie, les composants sédimentaires et les relations entre les différentes formations de la plate-forme d'Alozaina :

- la première coupe se situe au niveau du front compris entre les entailles des arroyos del Lugar et de Viñas. A ce niveau, l'épaisseur de la plate-forme est de l'ordre de la soixantaine de mètres ;
- la seconde coupe correspond à l'incision de l'arroyo del Lugar qui entaille sur près de 130 mètres les différents ensembles de la plate-forme.



Photo 41 - Retombée sud-orientale de la Sierra Prieta (Serranía de Ronda). On distingue bien, par sa couleur rosée, le puissant remblaiement par les brèches de type mortadelle d'une incision messinienne (le remblaiement s'épaissit en direction du paléotalweg). Postérieurement à la réalisation d'un glacis d'ablation (caractère plan du remblaiement, cf. photo 42) et au soulèvement d'ensemble de la *sierra*, les écoulements ont incisé une gorge à l'intérieur du remblaiement bréchique et au droit de l'incision messinienne (cf. photo 44 et Figure III. 141). Photo J.L. Guendon



Photo 42 - Retombée sud-orientale de la Sierra Prieta (Serranía de Ronda). Vue latérale du glacis d'ablation recoupant à la fois les assises carbonatées de la Dorsale Bétique (à droite de la photo) et le remblaiement bréchique de type "mortadelle" (à gauche). La flèche indique l'existence d'une cavité agencée dans les brèches "mortadelles" et décapitée par le glacis d'ablation. A l'arrière-plan, se développent les Sierras de Tolox et de Bermeja (péridotites alpujarrides). (cf. Figure III. 144). Photo J.L. Guendon.



Photo 43 - Détail de la paroi du travertin du Puerto de los Martinez perforée par de lithophages contemporains de la transgression pliocène (cf. Figure III.140).

Photo J.J. Delannoy.

Photo 44 - Détail de la base du remblaiement bréchiq (de type "Mortadelle") au fond de la gorge de l'Arroyo del Lugar. Ce matériel repose sur une brèche à gros blocs perforés par des lithophages contemporains de la transgression pliocène (cf. Figure III.142).

Photo J.J. Delannoy.



Ces deux coupes mettent en évidence la diversité du matériel composant la "plate-forme" d'Alozaina qui était associée jusque là aux seules "brèches mortadelles" (Figures III.139 et III.141)

2.2.2.1. Description et interprétation de la coupe de l'interfluve Viñas-Lugar

De la base au sommet de cette coupe, on relève la succession suivante (Figure III.142):

- 0- Le substrat correspond aux péridotites alpujarrides qui sont puissamment altérées et affectées par un front de calcitisation.
- 1- Un conglomérat gréseux de 80 cm d'épaisseur composé de fragments de péridotites, de calcaires et de dolomies.
- 2- Un niveau de grès fins, bien lités, à lentilles conglomératiques (1,5 m). Ces lentilles se caractérisent par des débris très bien roulés de quartz, quartzite, silex, calcaire et dolomie.
- 3- Un conglomérat à passées gréseuses litées de 2,5 m d'épaisseur. Le conglomérat est composé d'éléments très bien roulés de quartz et quartzite et émoussés de calcaire et dolomie. Vers le sommet de ce niveau, les débris sont de plus en plus grossiers : ils peuvent atteindre 40 cm de diamètre.
- 4- Un niveau conglomératique à petits galets (1 à 5 cm de diamètre) très bien classés (1,5 à 2 m d'épaisseur). Le cortège pétrographique est le suivant : quartz, quartzite, silex ; schiste, calcaire et de péridotites altérées à l'origine du ciment sablo-argileux.
- 5- Lacune de visibilité.
- 6- Niveau gravelo-sableux grossier de couleur rougeâtre composé de nombreux fragments de péridotites altérées (péridotite argilifiée rouge-orangée) et de dolomies également altérées (8 à 9 m). Vers le sommet, les débris provenant de la Dorsale sont de plus en plus nombreux et de plus en plus grossiers.
- 7- Conglomérat composé d'éléments sub-émoussés à anguleux présentant des alternances de blocs décimétriques et de lentilles d'éléments centimétriques (8

m d'épaisseur). Les éléments dominant sont les calcaires, dolomies, marbres, micaschistes, calcschistes et schistes ; les péridotites et les quartzites sont faiblement présents. Un ciment microbréchique lie le tout.

-8- Brèche à fragments de péridotites altérées (2 à 5 cm de diamètre) noyés dans une matrice sableuse rosâtre (2,5 m d'épaisseur). On relève également quelques débris de calcaire et de formation stalagmitique.

-9- Niveau conglomératique de 2m d'épaisseur présentant les mêmes caractéristiques pétrographiques et organisationnelles que le niveau 7

-10- Niveau bréchique de 6m d'épaisseur similaire au niveau 8 mais dont les fragments de péridotites sont beaucoup plus petits (1 cm de diamètre).

-11- Brèche de faciès "mortadelle" composée exclusivement de calcaires et dolomies (absence de quartz, de quartzite, de schiste...). Ce niveau d'une trentaine de mètres d'épaisseur débute par des bancs lités d'un conglomérat gréseux à ciment microbréchique qui passe à la brèche s.s. composée d'éléments sub-anguleux à sub-arrondis emballés dans une matrice microbréchique rosâtre (dans laquelle on relève la présence de péridotites). Vers le haut, les éléments deviennent de plus en plus grossiers et peuvent atteindre le mètre d'envergure.

A l'intérieur de cette coupe, on peut distinguer trois grands ensembles (en dehors du substrat) :

- le premier ensemble (E.1 : du niveau 1 à 4) se caractérise par des niveaux conglomératiques composés par du matériel très bien roulé, présentant une homogénéité granulométrique, et d'origine essentiellement allochtone (quartz, quartzite, gneiss) ;
- le second ensemble (E.2 : 6 à 10) présente une alternance de niveaux conglomératiques et de niveaux bréchiques. Cette alternance se réalise soit par lits superposés, soit par imbrications en coin. On relève également un mélange pétrographique (quartzite, schiste, calcaire, dolomies, péridotites) dans lequel prédomine les débris de péridotites altérées ;
- le troisième ensemble (E.3 : niveau 11) correspond à

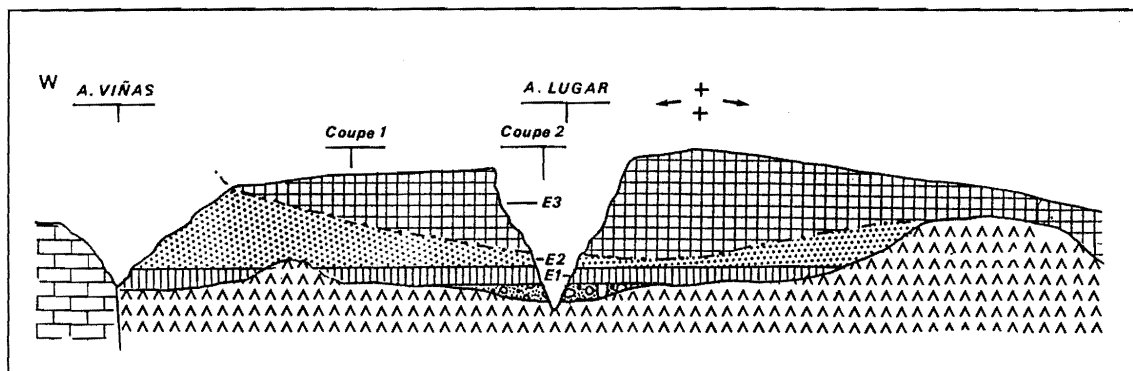


Figure III.141 - Distribution schématique des différents ensembles détritiques de la plateforme d'Alozaina et situation des coupes ici étudiées

E 0 : Formation à blocs ; E 1 : Pliocène marin ; E 2 : Progradation continentale pliocène (intercalations de niveaux marins et continentaux) ; E 3 : Brèche continentale de type "mortadelle" ; Coupe 1 : Coupe de l'interfluve Lugar-Viñas, cf. Figure 3.142 ; Coupe 2 : Coupe de l'arroyo del Lugar, cf. Figure 3.43.

la "brèche mortadelle" composée essentiellement de matériel autochtone (péridotite, calcaire et dolomie), notamment celui provenant à la Dorsale.

A l'intérieur de cette succession, on reconnaît le Pliocène marin (E.1), un ensemble de transition (E.2) où s'imbriquent des matériaux allochtone (conglomérat marin) et autochtone (brèche continentale), et la formation bréchique (de type "mortadelle") continentale et progradante (E.3). On retrouve, donc, ici, la même dynamique que celle décrite sur le site du Puerto de los Martinez.

2.2.2.2. Description et interprétation de la coupe de l'arroyo del Lugar

La coupe résultant de l'entaille de l'arroyo del Lugar à l'intérieur de la "plate-forme" d'Alozaina permet de relever la succession stratigraphique suivante, de bas en haut (Figure III.143) :

-0- Le substrat correspond à des schistes gris argileux à lentille quartzreuse. Les vingt derniers centimètres sont laminés et fortement altérés.

-1- Puissante brèche orangée, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, composée de gros blocs noyés dans un ciment microbréchique rosâtre à matrice argileuse (fortement indurée). Les cinq premiers mètres sont exclusivement constitués d'éléments de péridotites. La brèche se charge ensuite progressivement d'éléments carbonatés (calcaire, dolomie) jusqu'à devenir vers le haut exclusivement carbonatée. Sur les blocs carbonatés situés au toit de cette formation, on relève des perforations de lithophages emplies de sables marins jaunâtres.

-2- Conglomérat (4 m d'épaisseur) dont les galets très arrondis présentent une remarquable homogénéité granulométrique (2 à 6 cm de diamètre). Ce conglomérat est composé de débris de quartzite, quartz, schiste, dolomie et calcaire qui sont noyés dans une matrice argilo-sableuse rouge. Les éléments carbonatés sont fortement altérés (à l'état de fantôme).

-3- Un niveau de petits galets centimétriques aplatis où dominent les quartz, quartzites, schistes cristallins... (1 m d'épaisseur).

-4- Deux à trois mètres de lacune de visibilité.

-5- Brèche composée de péridotites altérées noyées

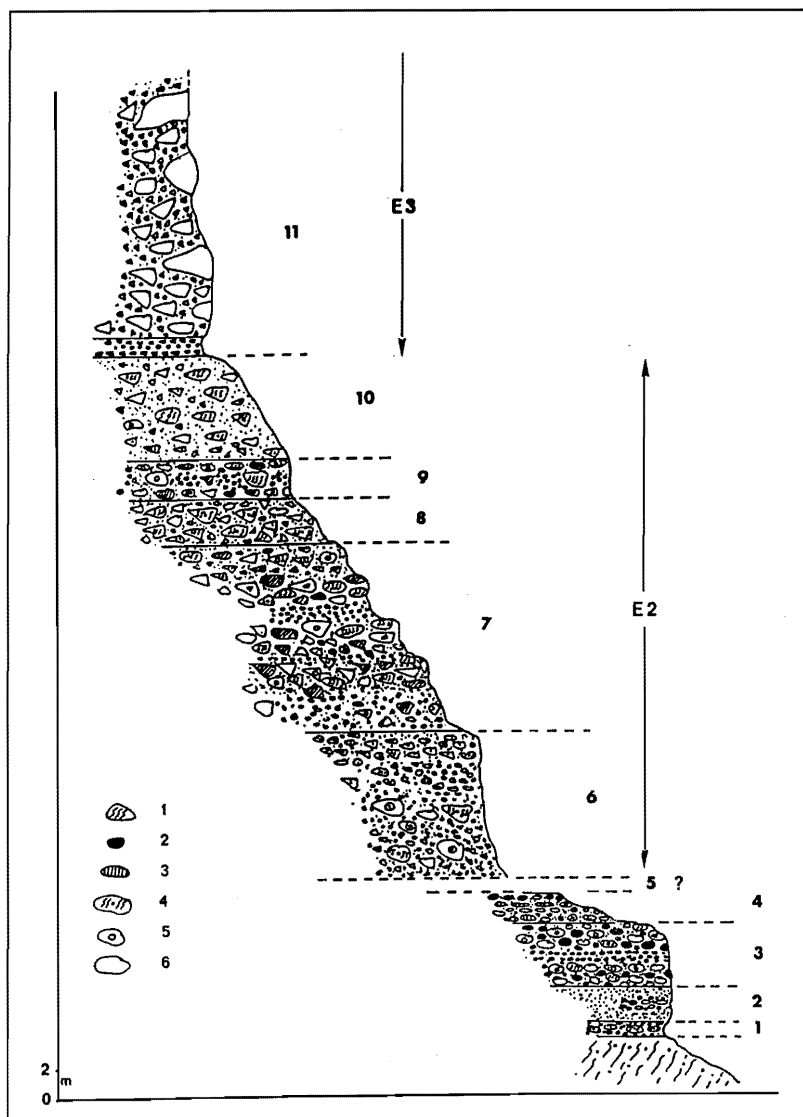


Figure III.142 - Coupe du front de la plate-forme d'Alozaina au niveau de l'interfluve Lugar-Viñas

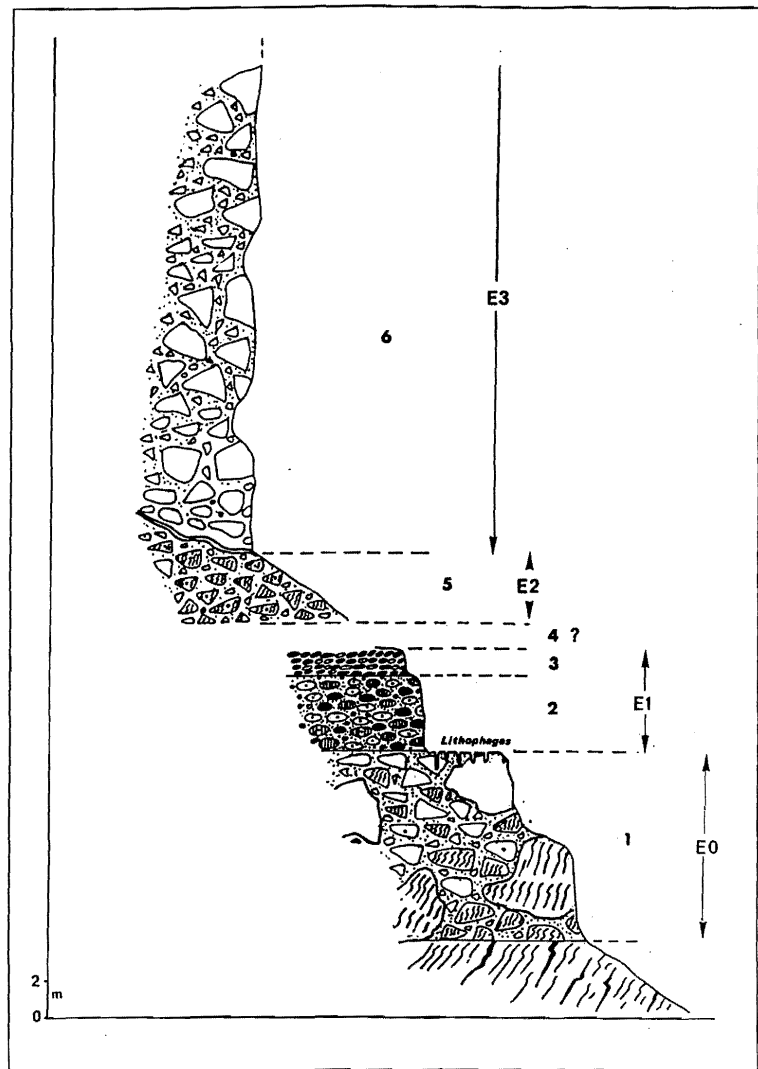
- 1 : Débris de péridotite ;
- 2 : Débris de quartz et quartzite ;
- 3 : Débris de schiste et micaschiste ;
- 4 : Débris de péridotite altéré ;
- 5 : Débris de dolomie ;
- 6 : Débris de calcaire.

Les numéros le long de la coupe se réfèrent à la description de la coupe dans le texte.

Figure III.143 - Coupe au travers de la plateforme d'Alozaina au niveau de l'entaille de l'arroyo del Lugar

- 1 : Débris de péridotite ;
 2 : Débris de quartz et quartzite ;
 3 : Débris de schiste et micaschiste ;
 4 : Débris de péridotite altéré ;
 5 : Débris de dolomie ;
 6 : Débris de calcaire.

Les numéros le long de la coupe se réfèrent à la description de la coupe dans le texte.



dans une matrice argileuse rougeâtre (4 m).

-Contact de ravinement.

-6- "Brèche mortadelle" atteignant la centaine de mètres d'épaisseur. On retrouve le même enchaînement que précédemment : bancs lités gréseux, brèche s.s. se chargeant vers le haut d'éléments de plus en plus grossiers (1 m de diamètre).

Cette coupe permet d'adjoindre aux trois ensembles précédemment repérés (à partir de la coupe Viñas-Lugar), un quatrième ensemble : l'ensemble "E.0" correspondant à la formation à gros blocs du niveau 2. On a donc, ici, la succession stratigraphique suivante :

- substrat raviné ;
- formation à gros blocs (E.0) ;
- conglomérat marin pliocène (E.1) ;
- ensemble de transition (E.2.) avec imbrications de niveaux bréchiques continentaux (matériel autochtone) et conglomératiques marins (matériel allochtone) ;
- formation bréchique continentale dite "mortadelle" composée de matériel arraché à la Dorsale (E.3).

2.2.3. Les nouveaux apports morphogéniques des coupes d'Alozaina

Les deux coupes décrites permettent de proposer une nouvelle interprétation morphogénique de la "plateforme" d'Alozaina.

Tout d'abord, celle-ci n'est pas composée d'une seule formation détritique ("brèche mortadelle" ; M. Blumenthal, 1930, 1949 ; R. Lhénauff, 1977) mais de quatre ensembles bien distincts : la formation à blocs continentale, l'ensemble marin conglomératique pliocène, l'ensemble d'imbrication marin-continental, et la "brèche mortadelle" s.s.

De cette succession et en fonction de la disposition spatiale de chacun de ces ensembles, on peut définir l'évolution suivante :

2.2.3.1. Une phase d'incision hydrographique anté-pliocène

Les formations à blocs ont fossilisé une paléotopographie différenciée caractérisée, ici, par un réseau

hydrographique descendant de la Dorsale. En fonction du remblaiement postérieur (mégabrèche et pliocène marin), on peut estimer que l'encaissement de ce réseau dans les périodites alpujarrides était d'une petite centaine de mètres. Seuls les talwegs de ces paléo-ravins ont été apparemment colmatés par la formation à blocs. En effet, l'absence du niveau à mégabrèche dans la coupe Viñas-Lugar signifie que celle-ci ne remontait pas sur les hauts versants des paléo-vallons. Cette formation est exclusivement constituée de matériel autochtone : périodites alpujarrides puis dolomies et calcaires de la Dorsale. Cette évolution pétrographique est l'expression d'une érosion régressive entaillant d'abord la couverture alpujarride puis la Dorsale.

2.2.3.2. L'épisode transgressif pliocène et la progradation continentale

Le Pliocène marin transgresse clairement cette paléotopographie et la formation à blocs comme en témoignent les lithophages perforant les éléments carbonatés et les sédiments marins moulant la base des paléo-vallons messiniens. La sédimentation marine pliocène débute par une sédimentation franchement marine (E.1) : conglomérat composé d'éléments essentiellement allochtones et très bien roulés. Celui-ci passe latéralement en contrebas à des alternances de sables à petits éléments roulés et lentilles de galets (quartz, périodites), puis à des sables blancs grossiers et enfin à des marnes. Progressivement, le Pliocène marin se charge d'éléments autochtones (E.2). On relève une alternance et imbrication en coin de sédiments marins et d'apports continentaux ; ces derniers ayant tendance à prograder graduellement les sédiments marins. On retrouve ici un enchaînement similaire à celui du Puerto de los Martinez. Cet ensemble passe latéralement en contrebas à une sédimentation marine conglomératique où se mêlent des débris allochtones (quartzite, schiste) et locaux (calcaire, dolomie) et des niveaux à fossiles (cardium, huître, dentale, polypiers, pecten...).

Ce que ne révélait pas le site du Puerto de los Martinez, faute de coupe franche dans le haut de la séquence, est l'existence d'une phase de ravinement entre les ensembles 2 et 3. Ce ravinement est resté concentré dans l'axe des paléo-vallons messiniens si on se réfère au creusement de l'Ensemble 2 : celui-ci ne fait plus que 4 m d'épaisseur dans l'axe du paléo-ravin alors qu'il atteint près de 30 m vers le haut des paléo-versants. On relève également dans la sédimentation marine pliocène (en contrebas : 380 m d'altitude) l'existence d'un contact ravinant ; sous celui-ci la sédimentation est caractérisée par une alternance de niveaux sableux et marneux avec des intercalations de lits conglomératiques dans les sables ; au dessus de ce contact, on a exclusivement des dépôts conglomératiques qui sont vraisemblablement synchrones de la progradation bréchique ("brèche mortadelle").

2.2.3.3. La poursuite du remblaiement bréchique

La "brèche mortadelle" achève de colmater les vallons de première génération, remblaie les incisions de seconde génération, déborde sur leurs flancs, voire sur leurs interfluvies. Dans l'axe des paléo-ravins, le remblaiement bréchique, de plus d'une centaine de mètres d'épaisseur, témoigne d'une puissante phase d'érosion sur la Dorsale. A la base de ce troisième ensemble (E.3), on relève l'existence d'un niveau rosâtre composé de rares éléments détritiques (calcaires, dolomies, périodites) toujours fortement altérés et noyés dans une matrice microbréchique où dominent les argiles (actuellement fortement indurées). L'analyse minéralogique des argiles souligne une abondance relative de kaolinite et d'illite. Ce niveau correspond vraisemblablement à un ancien sol développé dans un contexte biotassique (kaolinite) qui a été ensuite balayé sur les versants et déposé dans les paléo-vallons. Cette phase d'érosion a, ensuite, fortement affecté la roche en place comme en témoignent l'importance volumétrique et la taille des débris provenant de la Dorsale. Les écoulements descendant de la *serranía* devaient être de type torrentiel comme semblent l'indiquer l'allure du matériel (sub-anguleux à sub-émoussés : court trajet) et son médiocre triage. D'autre part, l'existence de niveaux ravinants à l'intérieur du remblaiement bréchique atteste de l'alternance de courtes phases de ravinement et de fortes décharges détritiques qui serait, peut-être, révélatrice d'un climat à saisons contrastées (tonalité méditerranéenne?).

La distribution spatiale des différents corps sédimentaires d'Alozaina renforce l'idée d'un fonctionnement en "Gilbert delta" pliocène de ce piémont. On retrouve la même logique qu'au Puerto de los Martinez :

- une première génération de "Top set beds" (brèches à blocs de périodites et de dolomies) qui a été transgressée par le maximum pliocène ;
- la superposition du prisme continental (brèche mortadelle) et du prisme marin (conglomérat) ;
- la progradation détritique continentale ;

2.2.3.4. L'agencement d'un glaciaire d'ablation

Le sommet actuel de la "plate-forme" bréchique d'Alozaina ne correspond pas à un éventuel "toit" du remblaiement détritique mais clairement à une troncature d'érosion (de type pédiment). Cet aplanissement est manifeste aussi bien longitudinalement que transversalement. Transversalement, il recoupe indifféremment la "brèche mortadelle" (paléo-vallons fossilisés) et son encaissant (paléo-interfluvies) ; de nombreuses cavités agencées dans cette formation ont été décapitées par ce glaciaire. Longitudinalement, il tronque à l'amont les assises de la Dorsale fortement redressées (Figure III.144). Ce pédiment devait vraisemblablement se prolonger vers l'aval où il recoupait les assises pliocènes et passer à un éventuel glaciaire d'accumulation.

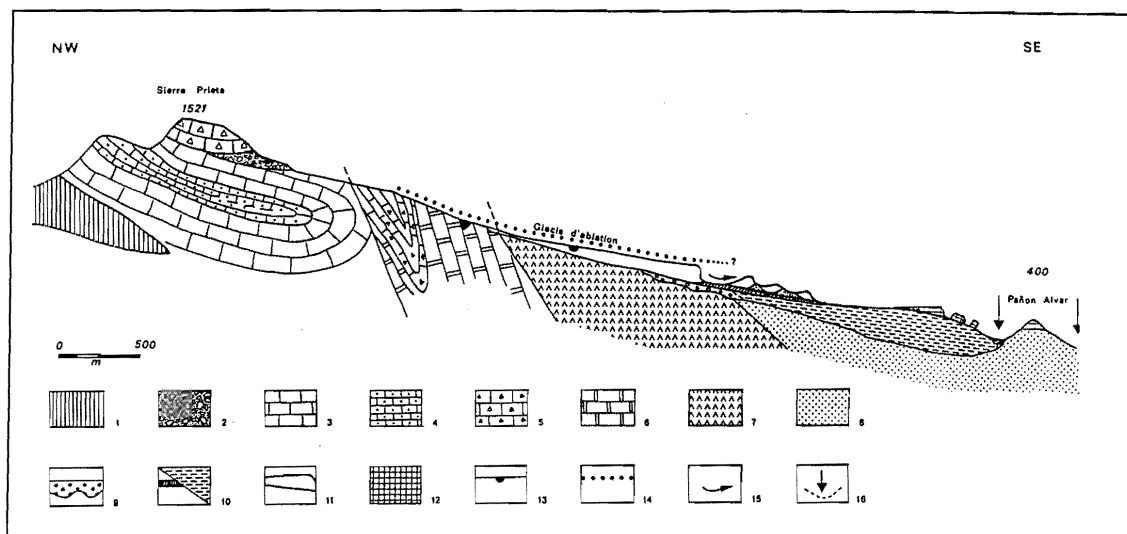


Figure III.144 - Coupe schématique et synthétique du piémont de la Sierra Prieta

1 : Klippe sédimentaire dans les argiles à blocs ; 2 : Brèche de la Nava de l'Unité Nieves-Prieta ; 3 : Dolomies et calcaires triasiques de l'Unité Nieves-Prieta ; 4 : Calcaires en plaquettes à passées schisteuses éo-jurassiques l'Unité Nieves-Prieta ; 5 : Calcaires à silex épimétamorphiques de l'Unité Bonela ; 6 : Dolomies et calcaires métamorphiques de l'Unité Bonela ; 7 : Péridotites alpujarrides ; 8 : Flyschs néonumidiens ; 9 : Mégabrèches messiniennes ; 10 : Conglomérats et marnes pliocènes ; 11 : Brèches mortadelles ; 12 : Travertins ; 13 : Cavité recoupée par le glaciais d'ablation ; 14 : Glaciais d'ablation ; 15 : Glissement ; 16 : Incision fluviale récente.

La forme de ce pédiment ainsi que sa position topographique au débouché (en tête de piémont) du vaste bassin de réception montagnard de las Ventanillas, nous font penser à un cône rocheux très surbaissé (Tricart et al., 1974, R. Lhénauff, 1977, G. Clauzon, 1982). Sans entrer dans les discussions que suscite la genèse des cônes rocheux, il est certain qu'un tel aplanissement tronquant des assises particulièrement résistantes ("brèches mortadelles", calcaires, dolomies et marbres) interpelle. Dans ce type de matériel, on ne peut évoquer sérieusement un sapement latéral par des eaux divagantes. De plus, l'existence de cavités ayant été décapitées par le pédiment révèle l'existence d'un drainage structuré : infiltration des eaux, ruissellements souterrains et drainage vers un exutoire. Le façonnement géochimique du pédiment tel qu'il est envisagé par G. Millot (1990), paraît beaucoup plus plausible. Cet auteur propose un schéma d'évolution en trois étapes :

- développement d'une altération géochimique qui tout en respectant la structure du substrat, en change la nature (développement d'altérite argilifiante). Ce front d'altération régularise d'une certaine manière le bed-rock souterrain ;
- pédogenèse qui entraîne la perte de structures et, en surface, le développement d'un horizon lessivé meuble et mobile ;
- ruissellement diffus qui agit sur le matériel meuble livré à l'aplanissement.

Ce schéma qui privilégie la préparation chimique du pédiment (altération et pédogenèse), est, ici, conforté par la karstification souterraine des brèches et de l'encaissant ; cavitation qui est, rappelons-le antérieure à l'aplanissement s.s. (cf. cavités décapitées). Cette pédimentation s'est développée préférentiellement sur la

formation bréchique dont le "toit" initial du remblaiement devait être relativement plan. Vers l'amont, le pédiment mord également les assises de la Dorsale mais reste d'extension relativement limitée. Celui-ci affecte essentiellement les terrains triasiques fortement cataclasés de l'unité Bonela-Capellan (unité qui chevauche l'unité de las Nieves-Prieta et qui est, elle-même, chevauchée par les péridotites alpujarrides).

2.2.3.5. L'apport des cavités recoupées par le glaciais : exemple de la cavidad de "los Huesos"

L'étude de la microfaune contenue dans une des cavités tronquées par le bas versant se raccordant au pédiment (concavité de raccordement) permet de caler relativement certains des enchaînements géomorphologiques proposés. Cette cavité (*Cavidad de los Huesos*) se situe vers 820 m d'altitude sur le versant dominant l'entaille de l'arroyo de Piña. Elle se développe à proximité d'une fracture mettant en contact des marbres et des calcschistes de l'unité de Bonela (Figure III.145). Cette cavité se caractérise par trois grandes familles de dépôts :

- des sédiments argilo-sableux lités rosâtres riches en microfaunes ; une partie de ces sédiments a été postérieurement remaniée ;
- des spéléothèmes (coulées et planchers) ;
- une brèche composée de débris calcaires, marmoréens et stalagmitiques noyés dans une matrice argileuse. Cette brèche qui emplit tous les vides, est clairement postérieure au recoupement de la cavité par la surface topographique.

La détermination de la microfaune par J.P. Aguilar et J.

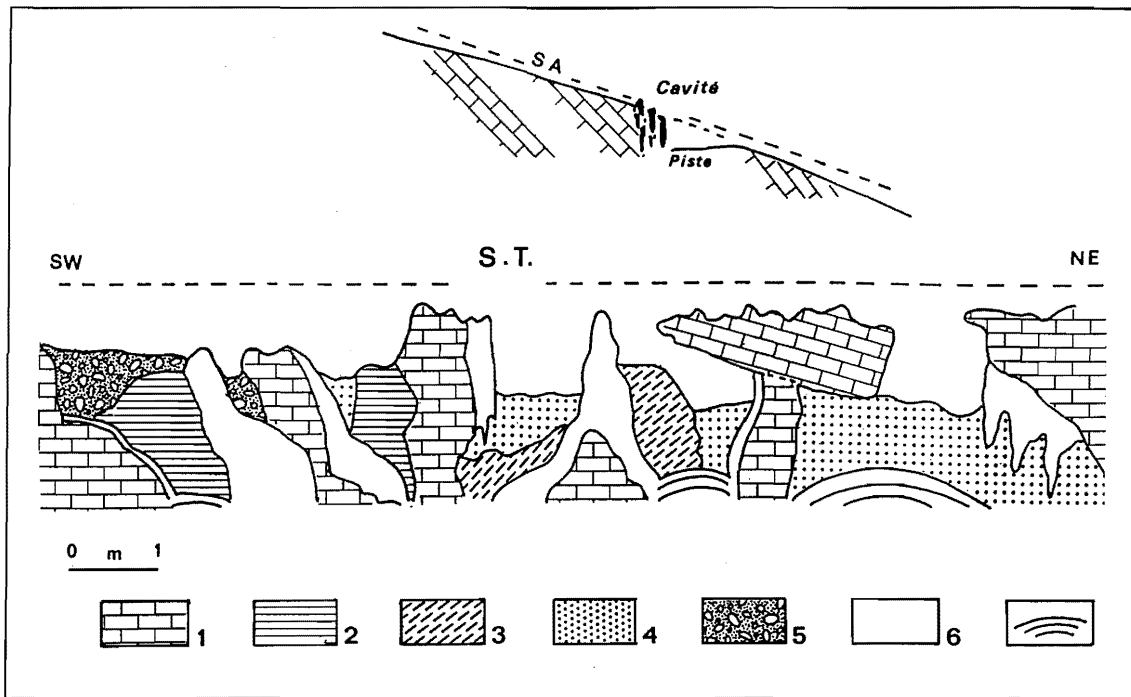


Figure III.145 - Coupe de la cavité de los Huesos

1 : Roche en place (Dorsale) ; 2 : Dépôts lités sablo-argileux contenant la micro-faune ; 3 : 4 : 5 : Brèches postérieures au décapitage de la cavité ; 6 : Spéléothèmes ; 7 : Plancher stalagmitique ; S.A. : Glacis d'ablation ; S.T. : Surface topographique.

Michaux (Université de Montpellier I) contenue dans les sédiments argilo-sableux révèle la liste suivante :

<i>Stephanomys pietraensis</i> nov. sp.	<i>Trilophomys</i> cf. <i>vandeweerdi</i>
<i>Stephanomys thaleri</i>	<i>Mimomys medasensis</i>
<i>Stephanomys minor</i>	
<i>Castillomys crusafonti</i>	<i>Blancomys</i> cf. <i>meini</i>
<i>Apodemus jeanteti</i>	<i>Eliomys intermedius</i>
<i>Apodemus dominans</i>	<i>Pliopetaurista</i> sp.

Selon J.P. Aguilar et J. Michaux (1992), la présence de *Mimomys medasensis* indique un niveau élevé du Pliocène (dénommé "Valdeganga 7" in Martin Suarez & Mein, 1991). Le degré d'évolution un peu inférieur de la population d'Alozaina par rapport à celui de la population des Iles Médas plaide pour une légère antériorité du site. D'ailleurs, la découverte de *Stephanomys pietraensis* permet, tout en apportant un complément d'information pour la connaissance de l'histoire évolutive du genre, de préciser que le gisement d'Alozaina est plus ancien que ceux de "Valdeganga 7" et des Iles Médas. Si l'on admet l'hypothèse émise par Chaline (1987) selon laquelle *M. medasensis* est le descendant de *M. minor*, il serait également plus jeune que ceux de "Los Fournas 4" et de "Balaruc 6" dans le sud de la France. En revanche, si cette hypothèse est rejetée (Bachelet, 1990), il n'y a pas d'élément de comparaison avec les faunes du sud de la France. Il représente, donc, un nouveau niveau repère pour le seul Pliocène supérieur d'Espagne. Compte tenu des corrélations mammalogiques admises entre, d'une part, les gisements de "Moreda 1B" et de "Rambla Seca Ab", et, d'autre part, ceux de "Seynes" et de "Balaruc 6"

(Castillo Ruiz, 1990 ; Bachelet, 1990), le gisement d'Alozaina pourrait donc être compris entre -2,4 et -2,0 M.a. d'après l'étalement proposé par Aguilar et al. in Clauzon et al. (1990).

Le calage chronostratigraphique de la microfaune de cette cavité permet d'avancer que l'élaboration du glacis d'ablation est postérieur à 2 M.a

2.2.3.6. Une nouvelle phase d'incision hydrographique

Postérieurement à l'élaboration du glacis d'ablation, il y a une nouvelle phase d'incision du réseau hydrographique qui recoupe sur plus de cent mètres la "plate-forme" d'Alozaina. L'étude des talwegs de cette "troisième" génération de réseau hydrographique révèle que, jusqu'à 350 m d'altitude, ceux-ci n'atteignent que rarement le talweg messinien : en effet, le fond des vallons descendant de la *serranía* se développe soit dans la formation à blocs, soit dans les sédiments marins pliocènes et rarement dans le substrat alpujarride, malaguide ou néonumidien. De même, il apparaît que cette nouvelle génération du réseau hydrographique ait une direction légèrement différente des antérieures ; il s'organise en direction du río Grande (axe NW-SE) alors que les précédentes générations apparaissent plus dépendante du río Guadalhorce (axe WNW-ESE, en direction de Pizarra).

A l'aval de la "plate-forme", l'incision s'est réalisée dans les terrains tendres du Pliocène puis plus en aval (en deçà de 350 m) dans les schistes malaguides et flyschs néonumidiens. L'incision de ces terrains a entraîné une

réelle déstabilisation du piémont qui s'exprime dans le paysage par de nombreux glissements de terrains et phénomènes de solifluxion. Ces mouvements ont engendré l'écroulement de pans entiers de la "plate-forme" d'Alozaina qui ont ensuite glissé avec les terrains sous-jacents

Le moteur de cette incision pourrait être le soulèvement d'ensemble de la *serranía* qui a porté à plus de 640 mètres d'altitude le Pliocène marin. Ce soulèvement qui s'est prolongé durant le Pléistocène (*supra* : Première Partie 2.8), ou les effets de ce soulèvement semblent avoir affecté le glacis d'ablation. En effet, au droit de l'arroyo del Lugar, il est déformé par une légère voussure anticlinale.

2.2.3.7. Les enseignements de la formation travertineuse d'Alozaina

Environ 250 mètres en contrebas de la "plate-forme" d'Alozaina, on relève un ensemble travertineux démantelé (380 m d'altitude) (Figure III.146). Celui-ci s'apparente à une juxtaposition de blocs basculés et glissés. Vers l'ESE (aval), on retrouve des éléments en place de ce travertin qui chapeautent le petit relief du Cerro del Peñon (395 m). La disposition de ces éléments (en place ou non) permet de reconstituer le tracé d'un paléo-vallon, de direction WNW-ESE, qui a été localement moulé par la formation travertineuse d'Alozaina. Ce paléo-vallon était, à l'amont, inscrit dans les terrains pliocènes alors que, vers l'aval, (au niveau du *cerro*) il entaillait les terrains néonumidiens. Cette observation permet d'affirmer que, lors de la mise en place de ce réseau hydrographique, le Pliocène marin avait été déjà partiellement déblayé par l'érosion, notamment sur le bas-piémont et dans la *hoya*. Les datations effectuées sur différents faciès de ce travertin permettent de caler cet ancien vallon dépendant de la *hoya*. Les âges du travertin oscillent entre 317 000 B.P. et 304 000 B.P. Ces datations confirment les conclusions faites à partir de l'étude des formations travertineuses de ce piémont : l'essentiel de l'enfoncement du réseau hydrographique apparaît clairement antérieur au Pléistocène moyen. Ces datations permettent également de rattacher la construction travertineuse à une période d'optimum climatique (stade isotopique 9). Les macrorestes végétaux contenus dans cette formation révèlent d'ailleurs un contexte biotasiq méditerranéen (*Laurus nobilis*, *Salix sp.* ; P. Roiron, Laboratoire de Paléobotanique et Évolution des Végétaux - Université de Montpellier II).

Cette ancienne formation travertineuse permet de mettre en évidence une phase d'incision post-pliocène (une partie du paléo-vallon est creusé dans les sédiments marins pliocènes) et anté-pléistocène moyen (seconde moitié) ainsi qu'une franche érosion postérieure à la travertinisation. En effet, au niveau du Cerro del Peñon, le travertin est en inversion totale de relief : le paléo-talweg moulé par le travertin domine de près de 100 m les

entaillures des arroyos del Lugar et del Valentín dans les flyschs néonumidiens. Cet enfoncement du réseau hydrographique qui s'est réalisé à partir de la seconde moitié du Pléistocène moyen, a entraîné une déstabilisation du versant, notamment un glissement en masse de celui-ci. C'est ce mouvement dans les assises pliocènes qui est à l'origine de la dislocation du travertin et de la situation déprimée (380 m) des blocs démantelés vis-à-vis des éléments en place (395 m)

Bien que nous ne possédions pas de preuves tangibles, cette construction travertineuse peut être l'expression d'une des phases de karstification des "brèches mortadelles" (vraisemblablement post-pédiment et anté-déstabilisation du versant). En effet, celles-ci reposent en aval sur les terrains imperméables du Pliocène (marnes) qui devaient jouer le rôle de niveau de base lithologique de ce "petit" système karstique si on se réfère à la situation actuelle des sources de Alvar et Higuera qui sourdent au contact de l'ensemble "brèches-conglomérats pliocènes" et des marnes pliocènes.

2.3. Conclusions

Comme nous l'avons déjà signalé, la Hoya de Málaga et le piémont de la Serranía de Ronda ont fait l'objet de nombreuses études depuis les travaux de D. Orueta (1917). En ce qui concerne les formations continentales de ce piémont, seul le faciès "mortadelle" avait été reconnu. Pour M. Blumenthal (1930) et J. Monot (1973), cette brèche est postérieure à l'épisode marin pliocène et R. Lhénaff lui attribue un âge "villafranchien". Le sommet du haut glacis est généralement interprété comme un pédiment mordant le rebord montagneux et qui passe en continuité à un glacis d'accumulation caractérisé par la "brèche mortadelle". Dans cette interprétation, l'agencement du pédiment est, d'une part, contemporain du glacis d'accumulation et, d'autre part, la morphologie en glacis correspond au sommet du remblaiement bréchiq.

L'étude du nouveau site du Puerto de los Martínez et le réexamen du secteur d'Alozaina sont à l'origine d'une révision d'ensemble qui permet de réinterpréter l'évolution géodynamique de ce piémont.

2.3.1. Les incisions messiniennes de la retombée méditerranéenne de la *serranía*.

R. Lhénaff (1977) définit différentes phases d'excavation de la Hoya de Málaga, notamment l'existence d'une incision du réseau hydrographique à la charnière mio-pliocène. Au niveau de Pizarra, à l'entrée du Guadalhorce dans la Hoya de Málaga, le Pliocène marin se situe nettement en contrebas de la molasse miocène, d'ailleurs légèrement flexurée⁽¹⁾ ; la base du

(1) En d'autres secteurs de la *hoya*, le Miocène peut se situer sous la base actuelle du Guadalhorce. Cette différence doit-elle être attribuée à la tectonique ou à une modification du cours du Guadalhorce qui réentaille localement la ria pliocène

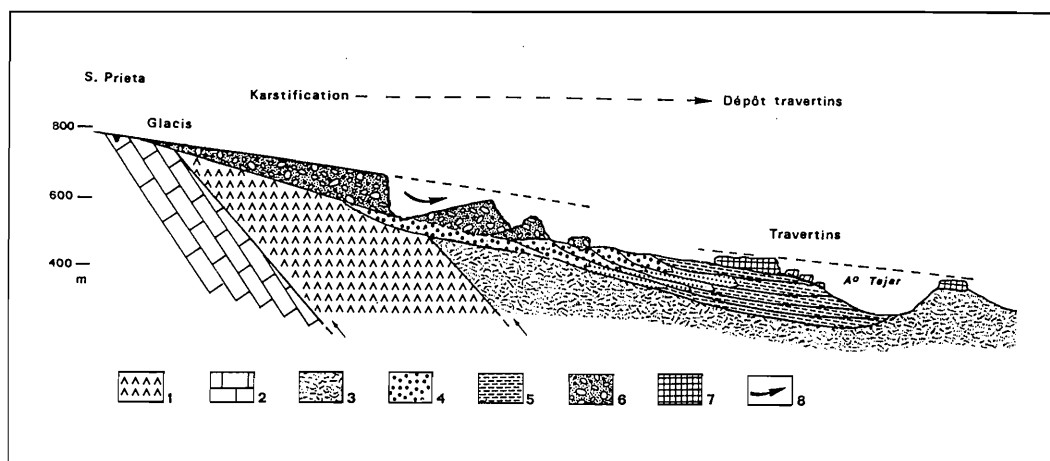


Figure III.146 - Coupe schématique sur la relation "Brèches mortadelles" et travertins d'Alozaina

1 : Unité alpujarride ; 2 : Dorsale bétique ; 3 : Flyschs néonumidiens ; 4 : Conglomérat pliocène transgressif sur la mégabrèche (non représentée sur cette coupe) ; 5 : Marnes pliocènes ; 6 : Brèche mortadelle ; 7 : Travertins démantelés d'Alozaina ; 8 : Glissement.

Miocène est perchée à 70-80 m au dessus du talweg actuel du Guadalhorce alors que le Pliocène marin affleure dans le lit-même du río. Cette position du Pliocène peut être interprétée comme l'expression d'une sédimentation marine dans une ria dont le tracé épouse l'incision messinienne du Guadalhorce dans les sédiments miocènes (néonumidiens ou molassiques). Par ailleurs, la disposition des affleurements pliocènes au nord de Pizarra (carte géologique d'Alora, IGME, 1978) tend à confirmer le caractère chenalisé de la sédimentation pliocène, en amont de la *hoya*. Si l'existence d'une phase d'érosion antérieure à la transgression pliocène semble se dégager dans la vallée du Guadalhorce et la Hoya de Málaga, celle-ci n'avait jamais été mise en valeur sur la retombée de la Serranía de Ronda.

Sur cette retombée, deux phases d'incision anté-pliocène semble se dégager. Le paléo-vallon moulé par le travertin de los Martínez révèle une phase de creusement du réseau hydrographique vers la Méditerranée antérieur à la travertinisation. Ce creusement semble, cependant, modeste au regard de l'incision post-travertinisation, probablement messinienne, caractérisée par de profonds paléo-talwegs fossilisés par les mégabrèches. Cette formation moule clairement des paléo-vallons dont l'encaissement atteignait pour certains la centaine de mètres (calculé à partir des remblaiements postérieurs). Cette formation continentale est composée uniquement d'éléments arrachés à la montagne (péridotites et/ou matériel provenant de la Dorsale). Cette phase de creusement anté-pliocène correspond vraisemblablement à la crise messinienne. L'incision du réseau hydrographique serait l'expression de l'érosion linéaire régressive liée à l'abaissement eustatique de la Méditerranée. Cette phase de ravinement est vraisemblablement à l'origine de l'inversion de relief du travertin de los Martínez. Il apparaît donc clairement que l'activité tectonique

messinienne n'est pas la seule responsable de l'incision du réseau hydrographique ("seconde" génération après celle moulée par le travertin du Puerto de los Martínez).

2.3.2. La transgression marine pliocène

La mégabrèche perforée de lithophages et remaniée par la mer avant d'être fossilisée par les sédiments marins serait l'expression des toutes premières formations contemporaines de la transgression pliocène (Top set beds continentaux). Le Pliocène se caractérise en Méditerranée et dans la Hoya de Málaga par une puissante et rapide transgression marine (M.B. Cita, 1971, 1980, W.D. Nesteroff et *al.*, 1972, J.M. Rouchy et *al.*, 1980 ; G. Clauzon, 1996). La promptitude de la transgression pliocène est attestée par l'organisation en Gilbert delta des formations continentales et marines ainsi que par la situation littorale des premiers dépôts pliocènes (caractéristiques des Gilbert delta pliocènes).

Le réseau hydrographique messinien a donc guidé la transgression marine sur le piémont de la *serranía*, au travers d'un système de petites rias. On peut y observer un passage latéral assez rapide des conglomérats, aux sables (*Fore set beds*), puis aux marnes (*Bottom set beds*). Ces conglomérats aux éléments bien roulés se sont déposés préférentiellement au pied des reliefs et aux débouchés des paléovallons.

2.3.3. La progradation continentale

Les deux sites étudiés mettent en valeur la contemporanéité de la sédimentation conglomératique pliocène (en *Fore set beds*) et des premiers dépôts bréchiques de type "mortadelle" (en *Top set beds*). L'imbrication en coin de niveaux conglomératiques et bréchiques, ne laisse place à aucun doute. L'analyse des imbrications révèle la progradation des décharges

continentales qui entraînent un recul progressif du littoral pliocène.

A quelles causes peut-on rattacher cette progradation et, par conséquent, cette accentuation d'apports détritiques continentaux ?

- Il est peu envisageable d'invoquer, ici, une cause tectonique. Un effet de soulèvement de la *serranía* aurait entraîné un effet de régression (relative) aux extrémités-amont des rias, or, la mer pliocène reste présente dans ces rias (cf. la sédimentation conglomeratique). L'unique effet régressif qu'on peut relever (passage progressif d'une sédimentation marine franche [E.1.] à une sédimentation entrecroisée [E.2.]) apparaît plus lié à la progradation continentale.

- Bien que nous ne possédions pas de preuves, la cause climatique paraît, ici, la plus vraisemblable. En effet, les travaux de J.P. Suc (1980, 1982), P. Mein (1983), et Cravatte (1981, 1982) mettent en évidence une dégradation climatique en deux temps durant le Pliocène et, dont la première (autour de 3,2 Ma) se caractérise, d'une part, par le remplacement d'un couvert forestier relativement dense par une forêt plus clairsemée de type méditerranéen et, d'autre part, par l'installation de rythmes pluviométriques méditerranéens. Les effets d'une telle dégradation ont été, sans nul doute, accentués en altitude, où la moindre protection végétale du substrat a favorisé les actions d'érosion mécanique.

Quoi qu'il en soit, la progradation du matériel détritique continentale met en évidence une active érosion des reliefs montagnards, dont les débris étaient pris en charge par des écoulements torrentiels qui descendaient jusqu'à la mer.

Cette progradation s'est également accompagnée d'une aggradation comme en témoigne la fossilisation des vallons messiniens par les brèches mortadelles. Celles-ci ont même débordé sur les interfluvés. Aux termes de ce colmatage, une véritable plate-forme d'accumulation détritique devait s'étaler au pied de la *serranía*. Le ravinement et l'emboîtement de niveaux bréchiques révèlent une alternance d'incision torrentielle et de remblaiement détritique ; alternance qui peut être d'origine saisonnière (R. Lhénaff, 1977) ou provoquée par des fluctuations climatiques (réduction ou accentuation d'effets rhéxistatiques) annonçant la seconde phase de dégradation bio-climatique pliocène (J.P. Suc, 1980, 1982).

Cette formation bréchique a, ensuite, été l'objet d'une karstification ; les cavités contemporaines de cette karstification ayant été postérieurement décapitées par le piémont. Le profil à dominante subhorizontale de ces cavités permet de rapporter cette karstification à un proche niveau de base régional.

Les remplissages qu'elles contiennent, présentent généralement la séquence suivante : formations

stalagmitiques sur lesquelles reposent des dépôts argileux et/ou limono-sableux rougeâtres. Ces dépôts acheminés par des écoulements (litage) sont vraisemblablement issus d'une couverture d'altération superficielle. Aussi si le concrétionnement et cette altération sont l'expression d'un contexte biostasique (pédogenèse, mobilisation des carbonates), l'apport des sédiments rougeâtres révèle une phase d'érosion superficielle. Le "calage" fourni par la microfaune de la Cueva de los Huesos contenue dans ces dépôts argilo-sableux lités permet de rapporter cet épisode érosif à la seconde phase de dégradation pliocène (\approx 2,4 M.A.) qui s'est marquée par une accentuation des conditions méditerranéennes et des contrastes saisonniers tant sur le plan thermique qu'hydrique (J.P. Suc et Cravatte, 1981, 1982).

2.3.4. L'élaboration du glacis d'ablation

L'ensemble des observations de terrain ne révèle aucun passage latéral entre le remblaiement bréchique et le piédiment qui mord la montagne. Au contraire, le piédiment tronque, à la fois, la Dorsale et les "brèches mortadelles" ainsi que leur encaissant. C'est ce piédiment qui est responsable de la platitude de la "plate-forme" qui se développe à mi-pente du piémont méditerranéen des sierras Prieta-Bonela-Alcaparain.

Si on rattache cet aplanissement à un façonnement géochimique (*supra*, et G. Millot, 1990), les phases d'altération et de pédogénèse (phases préparatoires) pourraient être contemporaines de la karstification de la "brèche mortadelle", donc d'un même contexte biostasique, alors que la phase de décapage et de ruissellement diffus (qui engendre le glacis en roche dure) pourrait être l'expression d'une accentuation des contrastes saisonniers et du refroidissement hivernal initiés vers 2,4 M.A. Cette accentuation liée à une aération de la couverture végétale apparaît, en effet, propice à des écoulements divaguants et érosifs susceptibles de débayer la couverture pédologique et le substrat carbonaté altéré. Le "calage" chronologique du piédiment (à partir de la Cueva de los Huesos), postérieur à 2 M.a., appuie ce schéma d'évolution.

En conclusion, le piémont d'ablation (fini-pliocène, plio-pléistocène ?) a remplacé progressivement le piémont sédimentaire pliocène.

2.3.5. Vers le façonnement du modelé actuel

Après l'élaboration du glacis d'ablation, trois facteurs ont conjugué leurs effets dans le façonnement actuel de ce piémont caractérisé par une puissante incision du réseau hydrographique :

- l'exhaussement de ce piémont de la *Serranía* de Ronda par rapport à la Hoya de Málaga et à la Méditerranée s'est poursuivie comme en témoignent la position altitudinale actuelle du Pliocène marin (640-660 m) et les déformations du piédiment ;

- les péjorations climatiques répétées durant le Pléistocène sont à l'origine des processus périglaciaires qui ont été particulièrement efficaces en altitude. La régularisation des versants, les vastes bassins de réception torrentiels ayant pu contenir des édifices nivaux, l'entaille des ravins sur les hauts-versants (alimentés par les eaux de fusion nivale) et l'incision du pédiment ainsi que des formations détritiques sont à rapporter aux péjorations pléistocènes. Durant ces épisodes, l'érosion s'est donc portée préférentiellement sur la montagne alors que la Hoya de Málaga se remblayait de matériel apporté par les torrents. R. Lhénaff (1977) a mis en évidence deux niveaux détritiques étagés dans la Hoya de Málaga qui ont été rapportés, par cet auteur, au "Riss" et au "Würm";

- les optima climatiques ont, par contre, favorisé dans la *hoya* le démantèlement des constructions antérieures et sur le bas-piémont l'incision des cours d'eau.

L'évolution géodynamique pléistocène qui a affecté alternativement la montagne et son avant-pays, se caractérise globalement par un enfoncement du réseau hydrographique. Celui-ci s'est réalisé, sur le haut-piémont, généralement plus aux dépens de la roche encaissante (paléo-interfluves) que des remblaiements messiniens et pliocènes (conglomérats et brèches); ce qui est à l'origine de l'inversion de relief de ces formations. Sur le bas-piémont, le réseau hydrographique incise, par contre, indifféremment le Pliocène marin et les flyschs néonumidiens. L'enfoncement du réseau hydrographique (4^{ème} génération) dans les terrains affouillables pliocènes et néonumidiens a provoqué une déstabilisation de l'ensemble du bas-piémont de la *serranía*. Cette déstabilisation se caractérise essentiellement par d'amples glissements de terrain et localement par des phénomènes de solifluxion. La cartographie de ces glissements indique que ceux-ci se concentrent préférentiellement dans l'axe des paléo-interfluves messiniens, c'est-à-dire là où affleure le substrat néonumidien alpujarride et/ou malaguide. Ces mouvements qui ont été plus ou moins canalisés par les interfluves messiniennes, se sont répercutés vers l'amont par l'écroulement de pans entiers de l'accumulation détritique (formation à blocs et formation bréchique de type "mortadelle"). Ces écroulements, par leur sur-poids, favorisent enfin les phénomènes de foirage et de glissement. On a donc là une boucle rétroactive particulièrement favorable à la déstabilisation d'ensemble du bas-piémont.

L'essentiel de cette importante phase d'incision postérieur au glacis d'ablation peut être rattaché au Pléistocène inférieur si on se réfère au "calage" chrono-stratigraphique des anciennes formations travertineuses.

3. L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU PIÉMONT MÉDITERRANÉEN DES SIERRAS PRIETA-BONELA

Trois types de formations ont guidé notre étude du piémont des sierras Prieta-Bonela : les formations travertineuses jusque là peu prises en considération (J.J. Delannoy, 1989, 1990), les formations bréchiques (formation à blocs et "brèche mortadelle") et les sédiments marins pliocènes. Ces deux dernières familles de dépôts avaient déjà fait l'objet de travaux, notamment sur le site d'Alozaina (M. Blumenthal, 1930, 1949; R. Lhénaff, 1977).

L'étude en parallèle des deux types de dépôts continentaux était intéressante à mener dans le sens où les formations détritiques sont des marqueurs de crise alors que les formations travertineuses correspondent généralement à un environnement "stable". Par ailleurs, la répartition spatiale de ces deux types de formation nous a permis de fixer, à la fois, l'évolution du haut-piémont (formations bréchiques de los Martinez et d'Alozaina), et les différentes phases d'enfoncement du réseau hydrographique (travertins).

Seul le site du Puerto de los Martinez possède les trois types de formations (travertin, brèches, Pliocène marin). Ce site, jusque là non étudié, est apparu comme un secteur-clé pour la reconstitution morphogénique de cette retombée

Les observations sur le site du Puerto de los Martinez et le réexamen des formations détritiques du site d'Alozaina nous autorisent à proposer une nouvelle interprétation géodynamique de ce piémont, notamment durant le Messinien et le Pliocène. Par ailleurs, l'étagement des formations travertineuses nous permet d'aborder la morphogénèse pléistocène.

Enfin, l'étude de ce piémont nous a permis de mettre en évidence quatre générations de réseau hydrographique, de caler différentes phases tectoniques et de mesurer les effets eustatiques de la mer d'Alboran, soit un ensemble capital d'événements dans la compréhension karstogénique de la Serranía de Ronda. Dans le chapitre suivant, seront confrontés les enseignements tirés, d'une part, de l'étude du karst de la Sierra de las Nieves et, d'autre part, de l'étude du piémont méditerranéen des sierras Prieta-Bonela.

Une histoire de "six" millions d'années s'opérant en deux temps

A partir de nos observations et de notre interprétation des faits, il est possible de reconstituer l'histoire de ce piémont qui, durant les "six" derniers millions d'années, se subdivise en deux grandes étapes.

3.1. L'évolution géodynamique du piémont depuis le Messinien jusqu'au Plio-Pléistocène

La première étape se partage en plusieurs épisodes qui s'échelonnent depuis le Messinien jusqu'à la limite plio-pléistocène.

3.1.1. La mise en valeur de deux phases d'incision fluviales anté-pliocènes

La reconnaissance du travertin du Puerto de los Martinez ainsi que d'une formation à blocs sur les sites d'Alozaina et du Puerto de los Martinez nous a permis de mettre en évidence au moins deux phases d'incision anté-pliocènes sur le rebord méditerranéen de la Serranía de Ronda.

Le paléo-vallon moulé par ce travertin révèle une première phase de creusement du réseau hydrographique vers la Méditerranée (première génération). Ce creusement semble, cependant, modeste au regard de l'incision post-travertinisation caractérisée par de profonds paléo-vallons pouvant atteindre une centaine de mètres et ayant été fossilisés par les mégabrèches.

Cette phase d'érosion majeure (seconde génération) peut être, ici, rattachée à la crise messinienne en Méditerranée

3.1.2. La transgression marine et la progradation continentale pliocène

C'est, donc, une topographie différenciée, aussi bien dans la Hoya de Málaga que sur le piémont de la *serranía*, qui a été noyée par la mer pliocène. La mer pliocène a exploité les incisions messiniennes (rias) et a, de ce fait, remonté localement assez loin dans l'arrière-pays. La transgression pliocène a été rapide comme en témoigne la structure en Gilbert delta des formations continentales et marines observées sur ce piémont. Au débouché des paléo-vallons messiniens et aux abords des reliefs, la sédimentation était essentiellement conglomératique (*Fore set beds*). Ce conglomérat passait en contrebas, à des sables puis à des marnes (*Bottom set beds*).

Au-dessus de ce prisme marin associant conglomérats-sables et marnes à mesure de l'éloignement littoral et de l'approfondissement du plancher marin, vient s'imbriquer en concordance stratigraphique un prisme continental caractérisé ici par la base des brèches mortadelles. La reconnaissance d'imbrications marines et continentales nous a permis de reconsidérer l'âge des premiers termes de "brèche mortadelle", antérieurement rattaché au Pliocène supérieur (M. Blumenthal, 1949) ou au "Villafranchien" (R. Lhénaff, 1977) : ceux-ci sont, ici, clairement à la base contemporains du Pliocène inférieur (transgression).

Cette formation bréchique a ensuite colmaté les entailles messiniennes, puis a débordé sur les interfluvies

et s'est étalée en une vaste plate-forme d'accumulation détritique. Cette fossilisation d'une topographie différenciée explique les importantes variations d'épaisseur de cette formation qui passe d'une centaine de mètres (au droit des entailles messiniennes) à quelques mètres (sur les paléo-interfluvies). Ce piémont de la *serranía* devait alors s'apparenter à un vaste glacis d'accumulation qui vers l'aval se raccordait (en le progradant) au remblaiement marin pliocène.

3.1.3. L'élaboration d'un glacis d'ablation

Cet aplanissement s'est réalisé après 2 M.a. si on se réfère à la microfaune contenue dans une des cavités décapitées par ce glacis (J.P. Aguilar, J. Michaux, 1992). Ce glacis d'ablation vraisemblablement de façonnement géochimique s'est initié durant le Pliocène supérieur (pédogénèse et altération du substrat) et s'est achevé vers le fini-Pliocène (décapage des horizons altérés et pédologiques) caractérisé par une nette dégradation bioclimatique (passage d'un couvert forestier méditerranéen aéré à une couverture steppe).

Ce glacis a été postérieurement porté en altitude. Les sédiments pliocènes et les formations bréchiques se situent respectivement aux environs de 650 et de 800 mètres d'altitude. R. Lhénaff (1977) a mis en évidence une nette déformation tectonique de la surface plio-pléistocène ("Villafranchien") sur la retombée de la Sierra de Mijas qui borde au sud la Hoya de Málaga. Cet auteur met en valeur l'existence d'une double déformation : un soulèvement privilégié de la *serranía* par rapport à la *hoya* et un léger basculement du pédiment vers l'est. C'est une des causes du creusement plus actif à l'ouest de la *hoya* où le Pliocène a été presque entièrement déblayé et où les cours d'eau ont profondément incisé les flyschs néonumidiens. C'est durant et postérieurement à ce soulèvement différentiel que débute la seconde grande étape du façonnement de ce piémont.

3.2. La seconde grande étape : le façonnement du modelé actuel

La seconde étape du façonnement du piémont des Sierras Prieta-Bonela se caractérise par un net enfouissement du réseau hydrographique (quatrième génération) qui a recoupé et perché les paléo-topographies mio-pliocènes. Ce sont, ici, surtout les formations travertineuses qui nous ont guidé dans la reconstitution morphogénique du modelé actuel. Cette seconde étape correspond essentiellement au Pléistocène.

Hormis celle du Puerto de los Martinez, les plus anciennes formations travertineuses se situent toutes en contrebas du pédiment plio-pléistocène et dans la plupart des cas dans le talweg des *arroyos* entaillant ce glacis. Les hautes tables (del Castillo) de Casarabonela se

développent environ 150 mètres en contrebas du glacier tronquant les formations bréchiques du Puerto de los Martinez ; la plate-forme supérieure de Jorox et d'Hornillo se situent 200 m sous le pédiment profondément entaillé par les *arroyos* de las Siete Fuentes et d'Hornillo ; bien que le travertin d'Alozaina ne soit pas en place (glissement), il se situe clairement en contrebas du glacier et de l'accumulation bréchique (de type mortadelle)... Cette situation systématique de ces anciennes formations travertineuses en contrebas du pédiment et l'absence de traces de constructions carbonatées sus-jacentes mettent en évidence une importante phase d'encaissement du réseau hydrographique (4^{ième} génération) ; phase décisive de creusement puisque, depuis la construction de la plus récente de ces anciens travertins, l'enfoncement du réseau hydrographique sur le bas-piémont a été au maximum d'une soixantaine de mètres. La reconnaissance de plusieurs générations étagées de constructions travertineuses antérieures à 350 000 B.P. (limite du géochronomètre U/Th) et le calage de la table supérieure de Jorox antérieure à 1,5 million d'années nous permettent de rapporter cette phase de creusement au Pléistocène inférieur. Sans pour autant négliger les effets climatiques (péjoration d'ensemble du climat pléistocène), nous rattachons l'essentiel de l'enfoncement de ce réseau hydrographique au soulèvement d'ensemble des zones internes bétiques.

Depuis 350 000 B.P., le réseau hydrographique dépendant de la Méditerranée continue à s'encaisser sur le piémont. Deux causes possibles peuvent expliquer cette persistance :

- soit les cours d'eau descendant des *sierras* n'avaient pas encore atteint leur profil d'équilibre ;
- soit la poursuite du soulèvement d'ensemble de la *serranía* a pour effet d'entretenir le creusement de ces vallées.

Quoi qu'il en soit, il apparaît que cet enfoncement a été rythmé par des phases d'incision et d'arrêt, comme en témoigne l'étagement des travertins. Cette alternance apparaît, ici, sous contrôle des variations climatiques pléistocènes. Lors des périodes de péjoration climatique, les processus périglaciaires ont été particulièrement efficaces sur les *sierras*, tandis que la *hoya* se remblayait de débris (gélifractions, sols érodés...) amenés par les torrents, notamment lors de la fusion nivale. Les eaux turbides de ces torrents ont, sans nul doute, contrarié les constructions travertineuses, voire ont entraîné leur destruction. Lors des optima climatiques pléistocènes, l'érosion a démantelé les matériaux détritiques déposés dans la *hoya* (cf. l'étagement des terrasses dans la *hoya* étudié par R. Lhénauff, 1977), et a affouillé les terrains tendres sur le bas-piémont (marnes pliocènes, flyschs néonumidiens...). Par contre, les talwegs des ravins descendant de la *serranía* sont, en contrebas des sources

karstiques, le siège d'une travertinisation. Cette travertinisation est aussi l'expression d'une efficace dissolution des calcaires et dolomies de la Dorsale.

L'Holocène marque le retour d'un environnement forestier (chênaie caducifoliée et sous bois de salsepareille et de lierre...) si on se réfère aux empreintes foliaires contenues dans les travertins de vallée holocènes. L'arrêt de la travertinisation, dès la fin du Boréal, puis l'incision de ces formations sont l'expression du développement de la pression anthropique dans la Serranía de Ronda et sur son piémont méditerranéen.

En conclusion, deux grandes étapes ont marqué le façonnement du piémont des sierras Prieta et Bonela : la première se caractérise par la mise en place d'un drainage messinien vers la Méditerranée et surtout par une succession de glaciers de substitution ("glacis" de sédimentation pliocène, glaciers d'accumulation détritique, glaciers d'ablation plio-pléistocène) qui marquent la topographie du haut-piémont actuel de la *serranía*, alors que la seconde étape, rattachée au fini-Pliocène et au Pléistocène, se distingue par un net enfoncement du réseau hydrographique qui a perché les paléotopographies en glaciers et excavé le bas-piémont ainsi que la Hoya de Málaga. Il reste désormais à confronter ce schéma d'évolution avec celui défini à partir des paysages karstiques de la Sierra de las Nieves et de ses piémonts.

CHAPITRE IV

ESSAI DE DÉFINITION MORPHOGÉNIQUE DE LA SERRANÍA DE RONDA

L'analyse des paysages, qu'ils soient karstiques ou fluviaux, et de leur genèse, tant sur les reliefs bétiques que sur leurs piémonts, nous a permis de mettre en évidence la longue évolution morphogénique de la Serranía de Ronda depuis le Miocène supérieur jusqu'à l'Holocène.

La reconstitution géodynamique de la Serranía de Ronda qui est proposée dans ce chapitre, repose sur une démarche en deux temps. Dans un premier temps, à partir de l'étude et de la répartition spatiale des modelés exo- et endokarstiques (formes et formations), nous avons pu reconnaître différentes phases de karstification ; karstification qui, rappelons-le, est commandée par les conditions géologiques, géomorphologiques et climatiques (potentiel de karstification) régnant aux limites du système karstique. Dans un second temps, nous avons délimité un canevas d'évolution en essayant, autant que possible, de définir la part des acteurs ayant régi telle ou telle phase de karstification (moteur tectonique, moteur climatique, moteur géomorphologique...). Si les datations des formations travertineuses et des spéléothèmes nous ont permis d'être relativement précis en ce qui concerne l'évolution de la *serranía* depuis la seconde moitié du Pléistocène moyen, nous avons dû avoir recours aux formes et formations de piémont pour caler le cadre évolutif durant le Néogène et le Pléistocène inférieur. Par ailleurs, l'étude des piémonts nous a permis de mettre en évidence la suprématie, dès le Messinien, du niveau de base méditerranéen dans l'évolution morpho-karstique de la *serranía*.

1. LE CADRE TORTONO-MESSINIEN.

Après les phases tectoniques responsables de la structuration d'ensemble de la chaîne bétique débute, à partir du fini-Burdigalien-Tortonien inférieur, une longue phase distensive. Celle-ci est responsable de l'ouverture de la mer d'Alboran et de l'individualisation du bassin de Ronda qui sont tous deux, plus ou moins précocement, envahis par la mer miocène.

Durant cet épisode, les reliefs qui bordaient ces bassins, ont été considérablement atténués par l'érosion. L'étude de la dépression de Ronda (*supra* : Serranía de Grazalema, chapitres 4 et 5) ainsi que du transect "Llanos de la Nava-bassin de Ronda" ont mis en évidence l'existence d'une vaste surface d'aplanissement : la surface fondamentale dite "torton-messinienne" (*supra* : Première Partie). Cette surface polygénique s'est réalisée

progressivement depuis le Tortonien moyen. La continuité topographique qui existe entre les aplanissements bordant le bassin sédimentaire de Ronda et les reliefs émoussés des *sierras* pénibétiques (Sierras de los Merinos, Blanquilla, de la Hidalga, del Oreganal...) et de la Dorsale bétique permet, avec précaution, de délimiter l'étendue de cette surface. R. Lhénaff (1977) la fait remonter jusqu'à la Sierra Alcaparain qui appartient à la Dorsale bétique. Les témoins indiscutables d'aplanissement font défaut sur les Sierras de las Nieves-Prieta : seules la subégalité des crêtes sommitales et la lourdeur des reliefs sommitaux de las Nieves constituent des indices non négligeables d'une vieille topographie très évoluée, sinon aplanie. Ce pourrait être à partir de cette paléo-topographie voir en concordance avec celle-ci que s'est constitué le relief initial à buttes. La nature carbonatée de la Dorsale et du Pénibétique et l'immunité relative du karst ont favorisé le maintien dans le paysage de cet ancien modelé. Celui-ci est, par contre, absent dès qu'on aborde des terrains facilement affouillables : c'est le cas, par exemple, de la retombée nord-occidentale de la Sierra Prieta où affleure la formation argileuse à blocs néonumidienne ; c'est également le cas sur le piémont méditerranéen de la *serranía* où affleurent les flyschs néonumidiens, les péridotites alpujarrides et les micaschistes malaguides et où la dissection a été ultérieurement très importante.

L'agencement du relief originel à buttes et à larges vallons en U ainsi que des cavités subhorizontales de las Nieves sont clairement antérieurs au soulèvement d'ensemble de la *serranía*. En effet, la morphologie très ouverte des vallons en U et leur très faible déclivité longitudinale signifient une relative proximité altimétrique du niveau de base marin (miocène). Il en est de même pour les paléo-cavités subhorizontales aujourd'hui à l'air libre, voire en inversion totale de relief. De plus, l'organisation de ces cavités en fonction exclusivement des fractures liées aux phases tectoniques tangentielles permet de fixer leur genèse avant l'exhaussement d'ensemble des zones internes bétiques qui est à l'origine d'accidents de direction N-S et WNW-ESE.

Nous rapportons à cette "première" phase de karstification le dépôt de travertins du puerto de los Martínez. Rappelons que le fait qu'il ait été fossilisé par la mer pliocène, fixe son altitude initiale qui ne pouvait être supérieure à 80 m, voire à 40 m si on considère que ce travertin est tortono-messinien.

L'enfoncement du réseau hydrographique provoqué par cette activité tectonique et la "crise messinienne" marque la fin de l'aplanissement généralisé des zones internes bétiques.

2. LES EFFETS DE LA "CRISE MESSINIENNE"

Le Messinien se caractérise par un épisode régressif

d'ordre planétaire qui a pris des dimensions particulièrement importantes en Méditerranée du fait de sa fermeture. Il se caractérise, également, localement par les premiers mouvements d'exhaussement de la chaîne bétique. Il reste à définir la part respective de ces événements sur l'évolution morphologique de la Serranía de Ronda.

Si on se réfère aux travaux antérieurs sur cette région, les incidences de la régression messinienne ont été relativement minimisées par rapport aux effets de la tectonique. Il est vrai que la persistance d'une sédimentation molassique jusqu'au Messinien aussi bien dans le bassin de Ronda que dans la Hoya de Málaga ne favorisait pas la perspective d'une dynamique créée par l'eustatisme. Il faut, cependant, tenir compte, d'une part, que cette sédimentation messinienne est restée localisée aux secteurs subsidant de ces bassins sédimentaires et, d'autre part, que le Messinien terminal, contemporain de la crise de salinité, est absent. De plus, le Pliocène masquant les topographies qu'il a fossilisées, il est délicat, en l'absence de sondages, de faire la part exacte de l'incision messinienne dans la Hoya de Málaga.

La reconnaissance du travertin du Puerto de los Martinez et d'une formation à blocs sur le piémont méditerranéen de la *serranía* nous ont permis de mettre en évidence au moins deux phases d'incision anté-pliocènes. Le paléo-vallon fossilisé par ce travertin révèle une première phase de creusement du réseau hydrographique vers la Méditerranée. Ce creusement semble, cependant, modeste par rapport aux entailles fluviales, dont certaines d'une centaine de mètres d'encaissement, qui ont été ensuite partiellement colmatées par la formation à blocs (ou mégabrèche).

On pourrait rattacher ces incisions aux mouvements tectoniques qui ont déformé la "surface fondamentale". Rappelons que nous avons relevé, de part et d'autre de la faille de las Turquillas-Verde, un mouvement différentiel : la Sierra de las Nieves et son piémont septentrional s'abaissaient vers le seuil de Yunquera-El Burgo tandis que les Llanos de la Nava et le piémont nord-occidental étaient basculés en direction de Ronda. Ces gauchissements de la surface conjugués au soulèvement des zones internes ont contribué à une nouvelle organisation du réseau hydrographique (par surimposition) se dirigeant soit vers le bassin de Ronda (piémont NW), soit vers le seuil de El Burgo (piémont N), soit vers la Hoya de Málaga (piémont méditerranéen). En ce qui concerne la retombée méditerranéenne, le moteur de ce nouveau réseau hydrographique ne semble pas uniquement d'ordre tectonique.

Afin de tenir compte de l'ensemble de ces données (persistance de la sédimentation miocène, incision messinienne, déformation tectonique et régression

générale de la Méditerranée), le cadre d'évolution suivant a été avancé en ce qui concerne le piémont méditerranéen :

- alors que les effets conjugués de la régression et de l'activité tectonique messinienne se sont faits ressentir rapidement sur le retombée méditerranéenne de la *serranía*, la sédimentation s'est prolongée dans les secteurs subsidant de la *hoya* ;

- la persistance de la régression a entraîné l'arrêt définitif de la sédimentation marine miocène dans la *hoya* et a déclenché le ravinement du piémont méditerranéen ainsi que des derniers termes de la sédimentation molassique (emboîtement du Pliocène marin dans les assises molassiques). Dans l'état actuel des connaissances et en l'absence de sondages dans le Pliocène, on ne peut aller plus loin.

La régression miocène a déclenché une réorganisation du drainage karstique et, par conséquent, l'abandon des paléo-drains karstiques (cavités sub-horizontales). Cette restructuration s'est caractérisée par une première phase de verticalisation de l'endokarst (cf. les cavités verticales aujourd'hui recoupées par les versants) et par une organisation du drainage vers le piémont méditerranéen directement soumis à la régression messinienne (ce qui ne fut pas le cas du piémont nord-occidental qui se raccordait au bassin de Ronda). A cette cause, il faut tenir compte que le versant NW, est éloigné de son niveau de base marin (Méditerranée et Atlantique), alors que la retombée SE se raccorde rapidement à son niveau de base marin.

La mise en place du drainage karstique qui est beaucoup plus rapide que l'organisation d'un réseau de surface, a en captant l'essentiel des eaux météoriques contrarié l'incision des cours d'eau sur les reliefs sommitaux. Cette incision a été d'autant plus entravée que les exutoires karstiques se situaient très en aval des *sierras* ; ceux-ci étaient, dès cette époque, fixés le long du contact anormal "Dorsale-nappe alpujarride" si on se réfère à la position du travertin du Puerto de los Martinez. Par contre, en contrebas des *sierras*, les écoulements d'origine karstique ont contribué à l'érosion linéaire des sédiments miocènes de la *hoya*.

La "capture" du drainage karstique par le piémont méditerranéen dès le Messinien est une des causes de la faible incision du réseau hydrographique se raccordant au bassin de Ronda. Une autre cause de cette indigence est l'existence d'une longue période hydrographique "expectante" du bassin de Ronda ; celle-ci va couvrir pratiquement tout le Pliocène (*supra* : Serranía de Grazalema, Chapitre 4 et 5).

En conclusion, même si la "crise" messinienne ne peut être, dans l'état actuel des connaissances, aussi bien analysée que dans les Cordillères bétiques orientales (G. Clauzon, 1980) ou sur les piémonts languedocien et provençal (G. Clauzon, 1984 ; P. Ambert, 1990, 1991),

elle apparaît fondamentale dans la reconstitution géodynamique de la *serranía*. Elle est responsable de la mise en place d'une première génération de réseau hydrographique (le caractère surimposé de celui-ci sur la surface fondamentale gauchie fait qu'il recoupe indifféremment le dispositif structural), de la prépondérance de la retombée méditerranéenne sur l'organisation du drainage karstique et de la première phase de verticalisation du karst.

3. LES INCIDENCES DE LA TRANSGRESSION PLIOCENE DANS LA HOYA DE MALAGA

Le Pliocène inférieur se caractérise par l'arrêt quasi-simultanée des agents ayant déclenché la "crise" messinienne.

La transgression pliocène envahit la *hoya*, transforme en rias les incisions messiniennes et remonte, de ce fait, assez loin dans l'arrière pays montagnard. La structure en Gilbert delta des sédiments pliocènes ainsi que la fossilisation des ravinements messiniens quasi-intacts argumentent pour une rapide et puissante transgression.

La remontée du niveau de base marin a pour effet de réduire le différentiel altimétrique entre la chaîne bétique et les bassins périphériques (*hoya* et bassin de Ronda) et de réduire la glyptogénèse sur les reliefs. D'autre part, la brusque remontée du niveau de base marin va entraîner la fermeture (d'un point de vue thermodynamique) des systèmes karstiques qui s'étaient agencés dans le contexte messinien (verticalisation du ruissellement souterrain, drainage karstique vers le piémont méditerranéen, positionnement des exutoires sur les accidents majeurs) et provoquer l'ennoyage des aquifères karstiques. La réduction du gradient hydraulique va engendrer une rémission de la verticalisation de l'endokarst. C'est à cette phase de rémission endokarstique que nous rattachons la genèse des poljés initiaux de la Sierra de las Nieves.

4. LA MORPHOGENESE PLIOCENE SOUS CONTROLE DES OSCILLATIONS CLIMATIQUES

L'étude de la sédimentation pliocène et de ses rapports avec les formations continentales témoigne d'une active érosion des reliefs et, notamment, de la retombée méditerranéenne de la *serranía*. L'imbrication et le synchronisme des formations marines et continentales témoignent d'une relative stabilité du niveau marin et permettent donc d'écarter, à la fois, les causes eustatique et tectonique. C'est plutôt au premier stade de dégradation climatique pliocène que nous rattachons cet épisode érosif. Celui-ci prélude l'établissement du rythme pluviométrique méditerranéen et, sur le plan écologique, se caractérise par la substitution d'un dense couvert

forestier (de type subtropical si on se réfère aux empreintes foliaires du travertin de los Martinez) par une forêt méditerranéenne clairsemée (J.P. Suc, 1980, 1982 ; G. Demarcq, 1984). Cette modification bio-climatique a favorisé l'ablation mécanique et est, vraisemblablement, à l'origine du creusement des larges vallons en V sur le plateau sommital de las Nieves (*supra* : Chapitre 2, 1.2). Le modeste encaissement de ces vallons et leur faible pente longitudinale (15 %) suggère une relative proximité altimétrique du niveau de base marin. C'est par l'intermédiaire de ce réseau hydrographique "montagnard" qui se raccordait vers l'aval aux paléo-incisions messiniennes, que cheminait le matériel arraché à la montagne. L'absence de décharge détritique sur le piémont nord-occidental met, si besoin est, de nouveau en évidence la prépondérance de l'organisation du réseau hydrographique vers la *hoya*.

Sur le piémont SE de la Sierra Prieta, les formations bréchiques ont progressivement remblayé les entailles messiniennes (dont certaines d'une centaine de mètres de profondeur), ont débordé sur les interfluvés et se sont étalées en un vaste glacis d'accumulation.

Les caractères sédimentaires de cette formation indiquent un transport torrentiel et un dépôt en masse sur le bas-piémont dû à un excès de charge détritique. Cette décharge détritique sur le bas-piémont indique la présence d'une rupture de pente (haut niveau pliocène) et d'une relative proximité altimétrique du niveau de base marin (*supra* : Chapitre 3). L'ensemble de ces données tend à corréler cet épisode érosif plus à une ambiance climatique "agressive" de tonalité méditerranéenne (*supra* : Chapitre 3) qu'à une phase régressive ou tectonique.

Par contre, postérieurement au dépôt de ces brèches la région a été soumise à une courte phase tectonique comme en témoignent les flexures et accidents affectant les sédiments pliocènes marins et bréchiques. Cet épisode n'a, cependant, pas dû entraîner un fort exhaussement de la Dorsale si on se réfère au profil subhorizontal des cavités qui se sont agencées dans les brèches mortadelles et leur encaissant carbonaté ; rappelons que certaines de ces cavités se sont développées aux dépens des accidents recoupant ces brèches. L'étude de leurs remplissages indique fréquemment la séquence suivante : formations stalagmitiques sur lesquelles reposent des dépôts lités sablo-argileux rougeâtres ; ces dépôts riches en kaolinite proviennent vraisemblablement d'une couverture d'altération superficielle. Si le concrétionnement comme l'origine des dépôts argilo-sableux traduisent un contexte biostasique, l'apport de ces sédiments dans la cavité est l'expression d'une phase érosive. C'est dans ces dépôts lités qu'a été trouvé un gisement de micromammifères datés entre 2,4 et 2 M.A. En fonction de ce "calage", on peut rapporter cette phase érosive à la seconde phase de dégradation climatique pliocène qui s'est initiée vers 2,4

M.A., et qui s'est caractérisée par une accentuation des traits méditerranéens et du contraste thermique saisonnier.

L'altération et la pédogenèse des formations bréchiques et du substrat, phases initiales au façonnement du pédiment rocheux fini-pliocène, sont vraisemblablement contemporaines de cette phase de karstification et du concrétionnement. La couverture argilo-siliceuse de las Nieves est peut-être également contemporaine de cet épisode biostasique.

Le Pliocène, en dehors de l'ingression marine dans la *hoya* et sur les bas reliefs, se caractérise globalement par une importante ablation des reliefs.

5. LA "PÉDIMENTATION" PLIO-PLÉISTOCÈNE

L'imbrication de la base des formations bréchiques dans les sédiments marins pliocènes et le calage fourni par la microfaune contenue dans une paléo-cavité nous ont permis de rattacher au Pliocène le dépôt des "brèches mortadelles".

Postérieurement aux dépôts des brèches "mortadelles", un vaste glacis d'ablation s'agence sur la retombée méditerranéenne de la *serranía* où il recoupe successivement la bordure de la Dorsale, les "brèches mortadelles", et le Pliocène marin. L'agencement de ce glacis est assurément postérieur à 2 M.A. si on se réfère aux calages (grâce à la microfaune) des cavités décapitées par celui-ci.

On retrouve une évolution similaire dans le bassin de Ronda où nous avons mis en évidence l'existence d'un glacis d'ablation recoupant à la fois les bordures pénibétiques, les tables molassiques et la surface fondamentale messinienne déformées par les mouvements tectoniques postérieurs (*supra* : *Serranía de Grazalema*, Chapitre 4 et 5).

Il est intéressant de relever qu'en dehors du piémont méditerranéen des *sierras* Prieta-Bonela et des abords du bassin de Ronda, le pédiment plio-pléistocène est absent du paysage ou reste très discret. Par exemple, nous disposons de peu d'éléments nous permettant d'apprécier l'évolution plio-pléistocène sur les reliefs de la *serranía* (décapage de l'altération argilo-siliceuse sur les reliefs à buttes, empâtement des talwegs des larges vallons en V déconnectés des axes de drainage ?). Le fait que le pédiment prenne dans certains secteurs une telle ampleur qu'il constitue un des traits dominants du paysage (cf. la "plate-forme d'Alozaina" divisant en deux la retombée méditerranéenne de la Sierra Prieta), peut être dû à la cause suivante. Il semble, en effet, que ce glacis soit particulièrement développé lorsqu'il s'est substitué à une topographie ayant déjà acquis une certaine planité : c'est, par exemple, le cas du glacis d'accumulation détritique

pliocène ("brèches mortadelles") sur le piémont méditerranéen des *sierras* Prieta-Bonela. C'est aussi le cas du bassin de Ronda, où le pédiment plio-pléistocène a régradé la surface messinienne et s'est substitué au remblaiement molassique. Cela expliquerait également pourquoi le pédiment plio-pléistocène mord généralement peu sur les reliefs. R. Lhénaff (1977) avait évoqué une évolution similaire pour expliquer les glacis des Cordillères bétiques centrales.

La position des formations pliocènes à plus de 650 m d'altitude, les déformations du pédiment plio-pléistocène sont les témoins d'une importante phase d'exhaussement de la chaîne bétique. Ce soulèvement de la *serranía* a eu pour effet d'accentuer le différentiel altimétrique entre les *sierras* et la *hoya* et, par conséquent, de tendre le profil du pédiment depuis le pied de la *serranía* (où il a été porté à plus de 800 m d'altitude) jusqu'à Málaga (où, selon R. Lhénaff, le même niveau s'abaisse au dessous de 100 m). Cette phase tectonique a également eu pour conséquence d'accentuer le basculement déjà amorcé à la charnière mio-pliocène. Ce basculement est en fait double : il est marqué par une déformation majeure de l'ouest vers l'est (abaissement de la Sierra de las Nieves vers le seuil de Yunquera-Hoya de Málaga) et un gauchissement mineur du sud-ouest vers le nord-est.

On peut ici estimer à 570 m le soulèvement post-pliocène sur la bordure SE de la Dorsale.

6. L'ÉVOLUTION PLÉISTOCÈNE MARQUÉE PAR UN IMPORTANT ENFONCEMENT DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

La morphogenèse pléistocène a été commandée par deux acteurs qui ont conjugué leurs effets :

- la surrection d'ensemble de la Cordillère bétique qui a été particulièrement active durant le Pléistocène inférieur ;
- les vicissitudes climatiques faisant alterner des phases de déjoration ou d'amélioration.

L'exhaussement d'ensemble de la *serranía* a été, sans nul doute, le principal moteur de l'important enfoncement du réseau hydrographique durant le Pléistocène inférieur et le début du Pléistocène moyen. L'ampleur de ce creusement varie fortement selon les secteurs. R. Lhénaff (1977) a justement remarqué que l'incision est, par exemple, beaucoup plus poussée à l'ouest qu'à l'est de la *hoya*. En effet, le creusement reste, à l'est, inscrit dans les assises pliocènes (notamment au droit de la ria du Guadalhorce), tandis qu'à l'ouest l'érosion a déblayé pratiquement tout le Pliocène qui subsiste sous forme de lambeaux épars sur quelques interfluvies. Cette érosion différentielle est une des incidences du double mouvement de bascule précédemment évoqué : l'érosion ayant été beaucoup plus vigoureuse sur les secteurs portés

en altitude. Les mêmes causes entraînant les mêmes effets, cette déformation tectonique est également responsable de la différence de creusement pléistocène sur la retombée méditerranéenne de la Serranía de Ronda. Effectivement, l'incision des cours d'eau descendant de la Sierra de las Nieves (Cañadas de la Cuesta del Hornillo, Zarzalones, Pilonas, ríos Horcajos, Caballos...) est beaucoup plus importante que celle issue des *arroyos* des *sierras* Prieta-Bonela (arroyo del Hornillo, del Lugar, de la Piña...; seul l'arroyo de las 7 Fuentes fait exception). Les ravins au profil accidenté et pentu descendant de las Nieves entaillent profondément les assises de la Dorsale alors que les *arroyos* des *sierras* Prieta-Bonela tranchent en gorges les formations bréchiques (de type "mortadelle"), entaillent les terrains pliocènes et retrouvent le niveau d'incision messinien. La suprématie de l'érosion pléistocène sur ce rebord de la Sierra de las Nieves est, peut-être, une des causes de l'absence actuelle de "brèches mortadelles" pliocènes et du glacis plio-pléistocène sur ce piémont.

Il reste à résoudre le paradoxe suivant : pour quelle raison l'incision pléistocène a été particulièrement efficace dans la Hoya de Málaga et est restée cantonnée à proximité des entailles messiniennes sur le haut-piémont des *sierras* Prieta-Bonela. Au même titre, est surprenante l'indigence de l'incision sur le plateau sommital de las Nieves (en amont du seuil de l'érosion régressive des ravins périphériques). La cause de ce double paradoxe est à rechercher dans la réaction du karst à l'exhaussement de la Dorsale et à l'érosion régressive à partir du bas-piémont. Le soulèvement de la *serranía* a entraîné une réorganisation du drainage karstique marquée par une verticalisation de l'endokarst (cf. Sima GESM) et une concentration des circulations karstiques vers le bas-piémont méditerranéen (affecté par l'érosion linéaire régressive). Cette restructuration est à l'origine, sur les reliefs sommitaux, de la capture par le karst des eaux météoriques et de leur restitution au pied de la *serranía* (au niveau des exutoires karstiques). Ces émergences se situent toutes en contrebas et en aval des anciens axes du réseau hydrographique qui sont dès lors déconnectés des principales circulations hydrologiques (larges vallons en V de las Nieves, entailles messiniennes des *sierras* Prieta-Bonela). La position des anciennes formations travertineuses pléistocènes de Casarabonela, d'Alozaina par rapport aux entailles messiniennes est particulièrement démonstrative. Les eaux issues des émergences qui drainent l'essentiel de l'impluvium de la Dorsale, entretiennent à l'aval un système hydrographique capable d'exercer une efficace érosion linéaire comme en témoigne l'importante incision de la *hoya*. C'est également à partir de ces exutoires que s'est déclenchée l'érosion régressive des versants. Il apparaît clairement dans le paysage que cette érosion a connu, en amont des sources, un net déficit hydraulique ; seuls les ruissellements superficiels de versants et les eaux

d'origine nivale (durant les épisodes froids pléistocènes) ont contribué au creusement de ces ravins. Ceci explique que leur creusement, malgré l'important exhaussement de la Dorsale, soit resté relativement limité sur le haut-piémont des Sierras Prieta-Bonela (niveau des ravinements messiniens). De même, sur les reliefs (plateau sommital de las Nieves), le déficit en écoulements de surface est à l'origine du modeste degré d'incision fluviale, et, par conséquent, de la conservation de la topographie polygénique en grande partie héritée de l'évolution néogène (reliefs à buttes et à vallons en U). Par contre, la suprématie du drainage karstique a entraîné une désorganisation des poljés (emboîtement des dolines, amélioration des infiltrations) et un développement du transit vertical (cavités verticales à polypuits).

Sur les piémonts occidental et septentrional de la Sierra de las Nieves, la topographie à buttes et vallons en U est bien conservée pour la même raison : le faible creusement du réseau hydrographique. La cause-première de cette faible incision est la dépendance de ce réseau vis-à-vis du bassin de Ronda qui a connu une longue phase hydrographique expectante (jusqu'à la limite plio-pléistocène). Ce déficit par rapport au piémont méditerranéen a fait que la totalité du drainage karstique de la Dorsale s'est organisée vers la retombée méditerranéenne et a échappé, de ce fait, au piémont nord-occidental, ce qui a accentué d'autant plus le déficit hydraulique. L'étude des Llanos de la Nava nous a même permis de mettre en évidence une capture d'un cours d'eau initialement rattaché au bassin de Ronda par le réseau hydrographique méditerranéen (*via* le karst). Enfin lorsque le réseau hydrographique nord-occidental s'est maintenu, il a été contrarié par le développement de la karstification déclenchée par le soulèvement d'ensemble et les effets de l'érosion régressive (río Túron).

L'étude des formations travertineuses et des spéléothèmes des grands réseaux verticaux et leur calage chronologique nous ont permis de mettre en évidence que l'essentiel de l'enfoncement du réseau hydrographique et de la structuration du karst s'est réalisé durant le Pléistocène inférieur et la première moitié du Pléistocène moyen. Cette évolution morphologique essentiellement commandée par la tectonique et l'environnement paléogéographique (suprématie de la Méditerranée) a été vraisemblablement facilitée par les conditions climatiques pléistocènes.

L'impact des oscillations climatiques pléistocènes a pu être relativement bien cerné durant la seconde moitié du Pléistocène moyen et le Pléistocène supérieur grâce notamment à l'étude endokarstique et des formations carbonatées.

Lors des péjorations climatiques, les processus périglaciaires ont été particulièrement efficaces sur les *sierras*. L'essentiel des reliefs et des hauts versants

calcaires ont été régularisés. Cette régularisation de la fracture périglaciaire se caractérise sur les reliefs par le recoupement des paléo-cavités verticales perchées au dessus des dépressions fermées. Ces dépressions tout comme le talweg des larges vallons en V sont empâtés par des colluvions argileuses issues du remaniement de l'ancienne couverture d'altération et des débris cryoclastiques).

Les formes nivales sont relativement rares sur la Serranía de Ronda du fait de la nature lithologique (calcaires lités, calcaires schisteux...) qui n'a pas permis de conserver ces morphologies. Dès qu'on aborde des assises moins sensibles à la désagrégation et à la gélifraction, on observe d'amples niches de nivation. Ces niches de nivation qui couronnent les hauts-versants, ont, sans nul doute, alimenté les *arroyos*. Le plus bel exemple est la vaste "cirque" de las Ventanillas au sommet de la Sierra Prieta (versant sud, à l'abri des vents dominants) qui passe en contrebas aux profondes échancrures du Barranco del Encinar et de la Cañada de las Siete Fuentes. Ces torrents étaient chargés de débris qui ont contribué durant ces épisodes au remblaiement de la Hoya de Málaga (cf. terrasses étagées ; R. Lhénaff, 1977). Par ailleurs, les eaux turbides de ces *arroyos* ont contrarié toute possibilité de constructions travertineuses au débouché et à l'aval des exutoires karstiques.

Lors des optima pléistocènes (contexte méditerranéen plus ou moins humide), l'altération pédologique et la dissolution prévalaient sur l'ablation mécanique. Corrélativement, les eaux issues du karst avaient plus tendance à travertiniser. Plusieurs causes permettent d'expliquer la relation privilégiée entre optimum climatique et travertinisation :

- la fourniture accrue de CO₂ produite par la couverture bio-pédologique va privilégier la dissolution des carbonates et, par conséquent, augmenter la minéralisation des eaux ;
- cette couverture bio-pédologique a, également, pour effet de réguler les infiltrations (zone épikarstique) et, par conséquence, de pondérer les débits des sources karstiques et donc de favoriser une permanence des écoulements durant la saison végétative (printemps-été) ;
- la consommation du CO₂ dissous par la végétation aquatique et l'activité bactérienne ;
- la moindre turbidité des écoulements.

Cette relation privilégiée peut cacher une autre cause favorable à la travertinisation : la restructuration du drainage karstique. L'étagement des différentes générations de travertins pléistocènes met en valeur une succession de phases d'enfoncement du réseau hydrographique, qui ont provoqué l'abaissement du niveau de base karstique. Or, on sait que toute modification du niveau de base déclenche inmanquablement une restructuration du drainage karstique. Le temps de cette restructuration, le système

karstique a tendance à fonctionner comme un filtre plus ou moins inertiel qui a pour effet de régulariser le débit et d'augmenter la minéralisation des eaux du fait d'un temps de contact plus long entre les différentes phases de karst.

Les phases d'enfoncement du réseau hydrographique pléistocène se situent clairement entre deux épisodes de travertinisation ; travertinisation que les calages chronologiques (à partir de 350 000 B.P.) et la détermination des empreintes foliaires permettent de rattacher aux optima climatiques. Faut-il pour autant associer phase de creusement et péjoration climatique ? Lors des maxima de refroidissement, les reliefs sont débités par la cryoclastie tandis que le bas-piémont est remblayé par les apports de gélifractions des torrents. Or cette surcharge sédimentaire des torrents a dû, sans nul doute, inhiber le creusement des ravins, tout au moins dans la zone de transfert qui correspond au piémont, c'est à dire là où se situent les exutoires karstiques. L'étude des formations détritiques situées à l'amont des travertins de Tolox (río de los Horcajos) a justement permis de mettre en valeur l'importante masse de débris transitant par les *arroyos* durant les épisodes froids pléistocènes. L'enfoncement des ravins sur les piémonts de la *serranía* ne se réalisant ni durant les optima (travertinisation) ni durant les pléni-refroidissements pléistocènes, celui-ci apparaît contemporain des phases de transition bioclimatique. Quel que soit l'environnement de ces creusements, ceux-ci ont été relativement efficaces car ils ont entraîné une inversion quasi-systématique des tables de travertins (lorsque celles-ci reposaient sur ou à proximité des terrains tendres alpujarrides ou malaguides).

En terme de bilan, l'ensemble des calages nous a permis de rattacher au Pléistocène inférieur et au début du Pléistocène moyen l'essentiel de l'enfoncement du réseau hydrographique. Celui-ci a été particulièrement important sur la retombée méditerranéenne de la *serranía*. Cependant, en fonction de mouvements tectoniques différentiels (double basculement), l'incision des piémonts méditerranéens et de la *hoya* a été plus ou moins poussée : elle a été maximale sur la retombée de la Sierra de las Nieves où a disparu tout modelé plio-pléistocène et dans la partie occidentale de la *hoya* où les sédiments marins pliocènes subsistent en rares lambeaux. Le creusement a été bien moindre sur les piémonts nord-occidentaux de la *serranía* où le modelé mio-pliocène est relativement bien conservé. Cette indigence de l'incision est liée à plusieurs causes :

- le seuil hydrographique que constitue le bassin de Ronda (700 m d'altitude), est à l'origine d'une modeste gradient hydraulique pour les écoulements superficiels ; celui-ci est de 1000 m de dénivelé pour une distance de 13 km alors qu'il est de 1600 m pour 8 km sur la retombée orientale de las Nieves ;
- la moindre incision du réseau hydrographique nord-

occidental n'est pas parvenue à attirer à lui le drainage karstique de la *serranía* d'où un important déficit hydraulique notamment vis-à-vis du réseau méditerranéen. Une exception existe sur ce piémont de la *serranía*, c'est la retombée septentrionale de la Sierra Prieta. L'incision est ici relativement poussée du simple fait que le río Túron court sur les flyschs argileux néonumidiens.

L'étude des formations travertineuses nous a également permis de mettre en évidence la poursuite de l'enfoncement du réseau hydrographique jusqu'à l'Holocène. Deux causes possibles peuvent être évoquées :

- soit les cours d'eau n'avaient pas encore atteint leur profil d'équilibre ;
- soit la poursuite du soulèvement d'ensemble a entretenu le creusement des vallées.

L'étude des lignes de rivage tyrrhéniennes (M. Gigout et *al.*, 1974, 1977 ; G. Pierre et *al.*, 1976, J.P. Cadet et *al.*, 1978) a permis de mettre en évidence une active tectonique lors du Pléistocène moyen et supérieur.

L'Holocène marque le retour des conditions biotiques. La pédogenèse et la dissolution prévalent de nouveau sur les reliefs, la travertinisation se généralise dans les talwegs issus de la Dorsale et les écoulements incisent dans la *hoya* les constructions alluviales pléistocènes. Dès la fin du Boréal-début de l'Atlantique, on a relevé une réduction de la travertinisation que nous avons corrélée avec le début de la pression anthropique sur le milieu naturel bétique. Durant l'histoire, cette pression anthropique s'est accentuée comme en témoigne, entre-autre, l'importante dégradation bio-pédologique des *sierras*. Cette dégradation s'est tout d'abord portée sur la couverture végétale dont l'aération a favorisé le ravinement des sols et le décolmatage du karst cutané.

Il reste désormais à confronter ce cadre d'évolution avec celui proposé pour la *Serranía de Grazalema*. Cette confrontation devra nous aider à bâtir l'évolution géodynamique d'ensemble des Cordillères bétiques occidentales.

LIVRE III

QUATRIÈME PARTIE

—

CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA TRANSVERSALE DE RONDA (Cordillères bétiques occidentales)

QUATRIÈME PARTIE

CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA TRANSVERSALE DE RONDA (Cordillères bétiques occidentales)

CHAPITRE I. LES APPORTS MORPHOGÉNIQUES DU KARST

1. LES APPORTS DE L'EXOKARST.

- 1.1. Les aplanissements karstiques
- 1.2. Les formations travertineuses
- 1.3. Les poljés
- 1.4. Les formes nivo-karstiques

2. LES APPORTS DE L'ENDOKARST

- 2.1. Les cavités décapitées
- 2.2. Les paléosystèmes karstiques étagés
- 2.3. L'organisation du drainage endokarstique

3. CONCLUSIONS SUR LES APPORTS DU KARST

CHAPITRE II. LES DYNAMIQUES DE KARSTIFICATION

1. LE POTENTIEL "INITIAL"

2. LES VARIATIONS DU POTENTIEL DE KARSTIFICATION

- 2.1. Modifications du gradient hydraulique
- 2.2. Modifications du potentiel hydro-chimique

CHAPITRE III. L'ÉVOLUTION MORPHOGÉNIQUE DE LA TRANSVERSALE DE RONDA

1. LA SÉDIMENTATION MOLASSIQUE ET LES APLANISSEMENTS TORTONO-MESSINIENS

2. VERS UNE DÉFINITION DE LA PART DES EFFETS DE LA TECTONIQUE MIO-PLIOCÈNE ET DE LA RÉGRESSION MESSINIENNE

3. LA MORPHOGENÈSE PLIOCÈNE

4. LA MORPHOGENÈSE PLÉISTOCÈNE

CHAPITRE IV. ÉPILOGUE MORPHOGÉNIQUE DE LA TRANSVERSALE DE RONDA

L'étude de la Serranía de Grazalema puis de la Serranía de Ronda nous a permis de fixer le cadre de l'évolution géomorphologique de la transversale de Ronda depuis le Miocène supérieur jusqu'à l'Holocène.

Cette appréhension morphogénique a été possible grâce à l'environnement carbonaté et à la prise en compte systématique des modelés exo et endokarstiques. Cette approche globale du karst était à nos yeux le seul moyen d'aborder sérieusement l'évolution morphologique de ces *serranías*.

Notre choix s'était porté intentionnellement sur des ensembles carbonatés appartenant à deux domaines géologiques différents : le domaine pénibétique (zones externes) et la Dorsale bétique (zones internes). Leurs évolutions à la fois différentes et complémentaires nous permettent de saisir des événements de "premier ordre" qui ont marqué la morphogénèse des Cordillères Bétiques occidentales, ainsi que de mettre en valeur les paramètres qui ont réellement influencé la karstification de la transversale.

Dans cette conclusion générale, nous nous intéresserons tout d'abord aux apports morphologiques du karst. Certains événements morphogéniques qui seraient passés inaperçus dans le cadre d'une étude morphologique classique, ont pu être mis en évidence grâce aux modelés et formations karstiques. Notre démarche étant de caractère systémique, nous nous appliquerons, dans un second temps, à définir les principaux moteurs à l'origine des différentes phases de karstification de ces *serranías*. C'est au terme de cette double approche que nous présenterons la synthèse morphogénique de la transversale de Ronda.

CHAPITRE I

LES APPORTS MORPHOGÉNIQUES DU KARST

1. LES APPORTS DE L'EXOKARST

1.1. Les aplanissements karstiques

L'étude du bassin de Ronda a permis de rapporter à une même dynamique l'altération du substrat carbonaté et la genèse des aplanissements.

Cette dynamique est due, ici, à la conjonction de trois paramètres :

- un contexte biostasique favorable à une profonde altération du substrat (H. Erhart, 1967) ;
- un contexte climatique subtropical propice à une corrosion préférentielle dans la tranche superficielle du karst. Les travaux effectués dans un contexte climatique similaire et présentant une couverture forestière originelle soulignent que la tranche corrodée à l'interface sol-calcaire peut atteindre 50 %, voire plus, de la dissolution volumétrique totale (J.N. Salomon, 1979 ; J. Nicod, 1989 ; R. Maire, 1990). La dissolution s'effectue en quasi-continuité par effet de compresse humide et évacuation des cations dans les fissures. L'analyse des altérites du bassin de Ronda (fossilisées par la molasse messinienne et piégées dans des poches affectant cette même molasse) a mis en évidence une décalcification presque complète (2 % de Ca CO_3) ;
- à ce contexte biostasique subtropical, il faut adjoindre la proximité du niveau de base. Étant donné le faible gradient hydraulique entre le toit des surfaces karstiques et le proche niveau de base marin (Miocène supérieur) ou relatif (Pliocène inférieur et moyen), la zone saturée du karst ne pouvait être profonde. La proximité d'une telle nappe en favorisant l'humectation des calcaires a contribué à une efficace altération de ces assises. Dès qu'on s'éloigne du niveau de base (marin ou relatif), les aplanissements karstiques passent latéralement à des surfaces accidentées par de nombreux reliefs résiduels de forme plus ou moins conique. Ces reliefs comme ces surfaces ont évolué sous couverture. De profonds cryptolapiés affectent leur substrat carbonaté.

Nos travaux ont permis de mettre en valeur deux générations d'aplanissement. La première, étudiée auparavant par R. Lhénaff (1977), est contemporaine de l'épisode marin du bassin de Ronda et s'est achevée au Messinien. Elle doit son extension régionale à la relative durée de cet épisode marin (tortonno-messinien) et à la relative stabilité tectonique. Dans le détail, on a pu mettre en évidence que cette "surface" résulte, en fait, d'une succession de régradations de surfaces karstiques.

La seconde génération, limitée au bassin de Ronda et à son pourtour pénibétique, a été rapporté au Pliocène *s.l.* Nous ne disposons pas d'indices permettant d'être chronologiquement plus précis. Son agencement met essentiellement en valeur la très faible incision hydrographique du bassin de Ronda ainsi que des reliefs pénibétiques dépendant de cette dépression. Cette remarque est importante dans le sens où elle souligne la différence de comportement entre les deux niveaux de base régionaux : le Bassin de Ronda et la Hoya de Málaga.

La conservation de ces deux générations d'aplanissement dans le paysage est liée à une certaine immunité karstique mais aussi et surtout à l'indigence de l'érosion dans ce secteur de la transversale de Ronda. Dès que ces surfaces ont été portées en hauteur, notamment la "surface tortono-messinienne", seule la subégalité altitudinale des sommets et leur lourdeur permettent de les suivre dans le paysage. Les processus responsables de cette dégradation sont généralement d'origine karstique.

1.2. Les formations travertineuses

Les formations travertineuses n'avaient, pour ainsi dire, pas été étudiées auparavant sur la transversale de Ronda. Les précédents travaux géologiques associaient généralement sous le même figuré ces formations et des épandages bréchiqes ou formations de pente indurées (S. Dürr, 1967 ; J Bourgois, 1978). Et les précédents travaux géomorphologiques ou de géographie régionale ne mentionnaient pas leur existence. Depuis quelques années, les travertins bétiques ont commencé à être pris en compte et étudiés à leur juste valeur (F. Diaz del Olmo, 1989) ; la réunion franco-espagnole sur "les karsts méditerranéens d'Andalousie occidentale" (1989) fut, entre-autres, à l'origine de cette prise de conscience. Les constructions carbonatées sont, en effet, particulièrement riches d'intérêt. Elles constituent une part de la redistribution des carbonates issus de la dissolution de la masse karstique et peuvent, de ce fait, apporter de précieuses informations sur les fonctionnements passés du karst. Elles scellent fréquemment des paléotopographies et contiennent d'abondants restes végétaux et animaux ; elles constituent, donc, des jalons fort utiles dans la reconstitution paléoenvironnementale. Enfin, elles présentent l'avantage de pouvoir être datées par des méthodes isotopiques.

Les formations travertineuses en moulant d'anciens talwegs nous ont permis de mettre en valeur différentes étapes d'enfoncement du réseau hydrographique.

La plus ancienne d'entre-elles est celle du Puerto de los Martinez qui atteste d'une incision du piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda antérieure à la "crise messinienne" et à la transgression pliocène.

La position des anciennes formations travertineuses de Tolox, Jorox, Casarabonela, Yunqueira, et Alozaina

permet d'affirmer que l'essentiel de l'enfoncement du réseau hydrographique est compris entre le retrait de la mer pliocène dans la Hoya de Málaga et le Pléistocène moyen. Ce creusement a été sans nul doute provoqué par le soulèvement d'ensemble rapporté pour l'essentiel au Pléistocène inférieur. On retrouve une évolution similaire dans le bassin de Ronda (travertins du Tajo de Ronda).

L'étagement des formations travertineuses dans les différents "systèmes" étudiés nous a permis de relever la poursuite de l'enfoncement de l'ensemble du réseau hydrographique (dans les deux *serranías*) durant le Pléistocène moyen et supérieur.

La prise en compte systématique et l'étude des principaux "systèmes" travertineux nous ont permis de mettre en évidence des données paléogéographiques que nous jugeons de premier ordre.

Le travertin du Puerto de los Martinez et l'étude des formations marines le fossilisant ont permis de fixer une des anciennes franges littorales de la transgression pliocène. Cette détermination nous autorise à proposer un soulèvement post-pliocène de ce piémont de l'ordre de 550 m.

La situation de l'ensemble des travertins de la retombée méditerranéenne de la Serranía de Ronda indique que, dès la fin du Miocène, l'organisation du drainage karstique de la Dorsale s'effectuait vers cette retombée et que les exutoires s'étaient fixés le long du contact anormal Dorsale-nappes alpujarrides. Ces faits ont permis de souligner la suprématie de l'influence méditerranéenne dans la structuration du drainage de la Dorsale bétique qu'il soit de surface ou souterrain.

Les formations travertineuses étudiées nous ont, également, permis de définir leur contexte environnemental. Il faut là aussi souligner que jusqu'alors "la" référence paléo-écologique était la tourbière de Padul (Prov. de Granada) qui se situe dans un environnement spécifique des Cordillères bétiques centrales, le piémont de la Sierra Nevada.

Le travertin anté-pliocène du Puerto de los Martinez a révélé un contexte forestier subtropical de type chinois.

Les formations travertineuses pléistocènes se sont développées durant les optima climatiques. On relève une légère différence entre le contexte des formations éémien et celui des constructions antérieures. Les constructions antérieures à l'optimum éémien se sont déposées dans un contexte méditerranéen chaud et relativement sec si on se réfère à la présence du Laurier noble. Les travertins éémiens se sont formés, pour leur part, dans une milieu forestier mixte à chênaie caducifoliée et laurier rose, soit un environnement climatique de type mésoméditerranéen. Ultérieurement, les formations holocènes se sont développées dans un contexte également forestier (chênaie caducifoliée et sous bois de salsepareille et lierre) qui contraste avec le matorral actuel.

1.3. L'apport morphogénique des dépressions de type "poljé"

L'étude des poljés des deux *serranías* a permis de mettre l'accent sur le caractère transitoire et, donc, normalement éphémère de ces dépressions karstiques. Le fonctionnement en poljé *s.s.* des dépressions pénibétiques étudiées se situe, en effet, entre une phase initiale de drainage superficiel et une absorption de la totalité des écoulements par l'endokarst. La durée de cette phase de basculement est fort variable d'un poljé à l'autre. Elle apparaît directement liée à la rapidité des connexions du poljé avec les structures sous-jacentes de drainage endokarstique. Plus les poljés apparaissent éloignés de leur exutoire karstique, plus cette période de transition a perduré et plus l'extension de la planation karstique a été importante. Le poljé de la Nava a connu un développement différent mais similaire quant à la dynamique ; ce poljé s'est développé, en effet, durant une phase hydrographique expectante et de basculement du drainage initialement tourné vers le bassin de Ronda puis capturé par le réseau méditerranéen (río Genal).

L'amélioration des connexions vers l'endokarst, caractérisée par le creusement de gouffres d'absorption, marque la fin du fonctionnement en poljé *s.s.* de ces dépressions fermées et est à l'origine de l'incision de leur plancher. Néanmoins, ces dépressions ont pu retrouver des conditions favorables à un nouveau fonctionnement en poljé. Les causes sont d'ordre conjoncturel et à relier aux oscillations climatiques pléistocènes. Nous avons rapporté aux phases de dégradation climatique la mobilisation des sols (hérités des optima climatiques) et le remblaiement corrélatif des fonds de poljé. Ce colmatage de nature imperméable a entraîné la mise en place d'une nappe d'inondation favorable à la planation karstique. Dès que ce remblaiement colluvial possède des points de faiblesse, les connexions avec l'ancienne structure souterraine se font rapidement et marquent à nouveau l'arrêt de la planation karstique.

L'enfoncement des poljés et l'étagement des planchers de corrosion semblent, donc ici, plus lié à la dynamique "remblaiement-incision" qu'à des causes tectoniques. Enfin, la persistance jusqu'à nos jours de certains poljés est essentiellement liée aux effets des oscillations climatiques pléistocènes et aux conséquences géomorphologiques des activités anthropiques.

En fonction de ces remarques, l'étude des poljés nous a permis de mettre en évidence un paléo-drainage superficiel de ces dépressions ; paléo-drainage qui est assurément antérieur au soulèvement d'ensemble pléistocène. L'enfoncement du réseau hydrographique régional consécutif à cette surrection (Pléistocène inférieur) et le développement du drainage endokarstique sont les principaux moteurs du basculement de ce drainage vers l'endokarst.

L'étude des remblaiements colluviaux ainsi que des charbons de bois contenus dans les colmatages des poljés de Líbar ont permis de rapporter aux optima pléistocènes un contexte forestier méditerranéen relativement humide et le genèse de sols fersiallitiques. Cette détermination souligne que la différence climatique entre l'humide Serranía de Grazalema et le sec piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda est fonctionnelle depuis au moins le Pléistocène moyen.

1.4. L'existence de rares formes nivo-karstiques

L'étude morphologique des régions sommitales de la transversale de Ronda nous a permis de définir un contexte froid et surtout humide des péjorations climatiques pléistocènes, notamment dans la Serranía de Grazalema. Cette définition repose sur le caractère particulièrement développé du modelé nivo-karstique des *sierras* pénibétiques qui ne culminent pas au delà de 1700 m. La reconnaissance de ce modelé dans la Sierra del Endrinal nous a autorisé à faire descendre la limite inférieure du façonnement nival jusqu'à 1200 m d'altitude alors que ce même modelé ne se rencontre qu'au dessus de 2000 m dans les Cordillères bétiques centrales et orientales. Nous avons rapporté ce "gradient" à une différence de précipitations entre la barrière orographique de la Serranía de Grazalema, et les massifs plus orientaux. La Serranía de Grazalema aurait ainsi compensé son handicap altitudinal par d'importantes précipitations neigeuses.

Cette différence morphologique entre la Serranía de Grazalema et les ensembles montagneux plus orientaux (dont la Dorsale bétique) signifie que durant les péjorations climatiques pléistocènes existait déjà ce contraste climatique entre les humides *sierras* occidentales et les sèches montagnes orientales.

2. LES APPORTS DE L'ENDOKARST.

2.1. Les cavités décapitées

De nombreuses anciennes cavités ayant été décapitées par les versants ont été dénombrées sur la transversale de Ronda. La plupart d'entre-elles ont été rencontrées dans la Dorsale bétique.

Dans cette dernière, l'étude de ces paléo-cavités recoupées nous a permis de distinguer au moins deux grandes étapes de karstification anté-pléistocène :

- une première phase de karstification antérieure à l'existence même d'un important gradient hydraulique. Elle se caractérise par l'agencement de réseaux sub-horizontaux se situant pratiquement tous à même cote altitudinale. Nous avons rapporté cette subégalité altitudinale et leur développement horizontal à la proximité altimétrique du niveau de base karstique. De plus leur agencement exclusivement selon deux directions

tectoniques, nous autorise à rattacher leur creusement avant le soulèvement d'ensemble de la chaîne bétique dont les tous premiers mouvements datent de la charnière mio-pliocène. Ces cavités seraient, dans ce cas, contemporaines de l'épisode marin tortono-messinien du bassin de Ronda et de la Hoya de Málaga. Ce rattachement éventuel permet de saisir l'évolution des reliefs bétiques dominant ces golfes marins et dont les rebords étaient soumis aux aplanissements karstiques ;

- la seconde génération correspond à des cavités verticales dont l'agencement témoigne d'une verticalisation de l'endokarst liée à un abaissement des niveaux de base karstique et à une phase d'entaille du réseau hydrographique. Leur recoupement par les vallons se raccordant aux incisions pléistocènes permet là aussi de reporter le creusement de ces cavités avant le soulèvement pléistocène. L'accentuation du gradient hydraulique a pu être, ici, provoquée soit par un abaissement du niveau de base régional (effet de la "crise messinienne"), soit par les premiers mouvements mio-pliocènes de surrection bétique. La première cause, bien que circonstancielle, a été à l'origine du basculement du drainage karstique et de la verticalisation endokarstique ; cette dernière a été ensuite entretenue par le soulèvement d'ensemble de la cordillère.

Ces deux générations de cavités perchées, en dehors de traduire deux phases différenciées de karstification, permettent de mettre en évidence, d'une part, un volume relativement faible des reliefs bétiques occidentaux durant le Tortono-Messinien et, d'autre part, une phase d'accentuation du volume bétique antérieure au soulèvement pléistocène.

Le repérage et l'étude de cavités décapitées sur le piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda sont à l'origine d'une révision morphogénique de cette retombée. En effet jusqu'alors les brèches de type "mortadelle" et le haut-glacis qui caractérisent ce piémont, étaient associés à une même dynamique (M. Blumenthal, 1949 ; R. Lhénauff, 1977). Le fait que ces cavités se développent dans les brèches "mortadelles" et qu'elles aient été recoupées par un glacis d'ablation permet sans équivoque de dissocier cette formation détritique de la pédimentation. De plus, la microfaune contenue dans une des cavités recoupées par ce glacis (Cueva de los Huesos) permet de reporter la fin de la pédimentation après 2 M.a. Ce "calage" relatif, plus le fait que les premiers termes de la brèche "mortadelle" se raccordent aux premiers sédiments marins pliocène, permettent de rapporter la base de ces brèches au Pliocène inférieur.

2.2. Les paléo-systèmes karstiques étagés

Malgré une densité élevée de réseaux spéléologiques, peu d'entre eux correspondent à d'anciens drains de la zone noyée du karst. Sur la transversale de Ronda, seules les *Cuevas* de la Pileta et del Gato ainsi que la base des *simas*

GESM, du Pozuelo et de Villaluenga répondent à cette particularité. Le principal intérêt de ce type de réseaux spéléologiques est qu'il permet de fixer différentes étapes d'abaissement du niveau de base karstique qui, dans les cas présents, dépend directement de l'enfoncement du réseau hydrographique régional. Il est clair que cette relation n'est valable qu'en l'absence de niveaux de base lithologique ou de contraintes géologiques. C'est le cas des systèmes karstiques (anciens et actuels) se raccordant à la vallée du Guadiaro. Ce n'est, par contre, ni le cas des systèmes dépendant du Guadalete et limités en profondeur par le Trias argilo-gypseux (*manantiales* de Ubrique...), ni le cas des systèmes de la Serranía de Ronda dépendant du contact anormal Dorsale-nappes alpujarrides ; d'ailleurs, dans ces deux cas, les exutoires sont impénétrables, voire de fonctionnement vaclusien.

Dans le cas où la relation "abaissement de la zone noyée-enfoncement du réseau hydrographique" est établie, l'étude de ce type de réseau spéléologique est particulièrement instructive d'un point de vue morphologique. Un seul exemple : dans le cas précis du Guadiaro, si nous en étions restés dans la reconstitution morphogénique aux rares formations alluviales, seules deux étapes d'enfoncement de ce *río* auraient pu être mises en valeur : l'une antérieure et l'autre postérieure au fini-Pléistocène moyen. La prise en compte des paléo-drains de la zone noyée de la Pileta et del Gato ainsi que de leur évolution spéléomorphologique a contribué à définir quatre phases d'enfoncement de ce cours d'eau depuis le fini-Pliocène jusqu'à l'Actuel.

Un autre ordre d'information a pu être détecté grâce à l'étude des paléo-drains situés à la base de la Sima GESM et à leur évolution spéléologique postérieure. La mise en valeur d'abaissements successifs de la zone noyée à la base de cette cavité a permis de souligner la poursuite du soulèvement de la Dorsale durant le Pléistocène moyen et supérieur. Rappelons que cette cavité à dominante verticale s'est agencée bien avant la seconde moitié du Pléistocène moyen et qu'elle est l'expression endokarstique de la surrection contemporaine du Pléistocène inférieur.

2.3. L'organisation du drainage endokarstique

Une structure de drainage endokarstique se met en place dès lors qu'existe un potentiel de karstification conditionné par l'énergie gravitaire et l'énergie hydrochimique. Lorsqu'un ensemble carbonaté possède une certaine homogénéité litho-structurale ou un même degré de contraintes géologiques (paramètre d'état du système), l'organisation du drainage endokarstique vers tel piémont (positionnement de l'exutoire) signifie que ce piémont présente un gradient hydraulique plus important que les autres. Cette remarque est plus importante qu'elle

n'apparaît car elle peut conditionner l'essentiel de l'évolution morphologique postérieure. C'est le cas de la Dorsale bétique. La totalité du drainage endokarstique de ce domaine s'effectue en fonction et en direction du piémont méditerranéen. Or, le piémont septentrional, d'un point de vue géologique, présente à priori moins de contraintes vis-à-vis de l'organisation hydrogéologique. Ce paradoxe, au niveau du paramètre d'état géologique, apparaît, de plus, renforcé par le moteur hydrochimique : le piémont "forestier" nord-occidental est plus arrosé que l'aride retombée méditerranéenne. Ce double paradoxe s'explique fort bien à partir du moment où on prend en compte la dynamique géomorphologique. Nous avons déjà relevé la différence hydrographique entre les deux piémonts de la Dorsale : une longue période hydrographique expectante sur le piémont dépendant du bassin de Ronda ; une incision précoce du piémont méditerranéen, dès le Miocène supérieur (travertin du Puerto de los Martinez, puis entailles messiniennes), qui a été ensuite renforcée par un effet de basculement de la Dorsale en direction de la Hoya de Málaga. Cette incision hydrographique du piémont méditerranéen a engendré un potentiel hydraulique suffisamment puissant pour attirer vers lui la totalité du drainage endokarstique. Cette organisation du drainage endokarstique qui a dû être réalisée dès le Miocène supérieur (travertin du Puerto de los Martinez), est à l'origine de la restitution sur le piémont méditerranéen de l'essentiel des eaux météoriques et donc d'un apport hydraulique favorable à l'incision du réseau hydrographique se raccordant à la Hoya de Málaga. Une relation d'équivalence s'est alors mise en place : incision du réseau hydrographique, augmentation du gradient gravitaire, développement du drainage endokarstique, apport hydraulique accru, creusement hydrographique à l'aval de l'exutoire... Cette relation d'équivalence existe également pour le piémont septentrional mais fonctionne en sens inverse : l'indigence de l'incision n'engendre pas de gradient hydraulique capable d'attirer le drainage souterrain, l'absence d'apport karstique vers ce piémont limite son incision. Toute cette dynamique morpho-karstique trouve, donc, son origine dans l'existence d'un précoce gradient hydraulique sur la retombée méditerranéenne.

La prise en compte de l'organisation hydrogéologique dans la démarche systémique qui est la nôtre, a permis d'expliquer en grande partie le contraste morphologique entre les deux piémonts de la Serranía de Ronda. Car il faut avoir conscience que ce contraste s'est mis en place alors que les deux niveaux de base relatifs (bassin de Ronda, Hoya de Málaga) possédaient une dynamique comparable. Bien entendu, le contexte géographique a ensuite accentué cette différenciation : le piémont méridional domine pratiquement directement le littoral méditerranéen, ce qui est loin d'être le cas pour le piémont septentrional.

Suite à cet exemple, ou à d'autres cas de captures par le karst (dépressions de Lfbar, Llanos de la Nava), il nous

apparaît important de porter à l'échelle du massif la relation d'équivalence suivante entre l'organisation du drainage endokarstique et le contexte géomorphologique : la structuration du drainage endokarstique (en dehors des contraintes liées au cadre géologique) dépend de l'environnement géomorphologique et inversement l'environnement géomorphologique est conditionnée par les apports hydrogéologiques.

3. CONCLUSIONS SUR LES APPORTS DU KARST

La prise en compte des formes et formations karstiques ainsi que de leur relation nous ont permis de mettre en avant des dynamiques morphogéniques que n'aurait pas révélées une analyse classique :

- reconnaissance de plusieurs phases d'enfoncement du réseau hydrographique depuis le Miocène supérieur jusqu'à l'Holocène grâce à l'étagement de paléo-systèmes de drainage endokarstique et au moulage d'anciens talwegs par des travertins ;
- définition de la part de l'eustatisme et des mouvements tectoniques dans l'évolution morphologique par l'intermédiaire de l'organisation et de l'évolution endokarstique ;
- définition de contextes bio-climatiques contemporains des constructions travertineuses ; jusqu'alors ces contextes avaient été appréhendés à partir des modèles de surface ;
- détermination de l'ambiance climatique et de la part morphologique des oscillations climatiques pléistocènes ;
- caractère déterminant de la Méditerranée dans l'évolution morphologique globale de la Transversale de Ronda.

A cette prise en compte fondamentale du karst, il faut adjoindre la fonction "mémoire" de l'environnement carbonaté. C'est grâce à cet environnement que se sont, entre autres, maintenus dans le paysage :

- les aplanissements et le relief à buttes tortono-messiniens ;
- les deux générations d'aplanissement karstique ;
- les entailles provoquées par la "crise messinienne" ;
- les paléo-talwegs incisés dans la masse calcaire avant la surrection pléistocène de la chaîne bétique ;
- la pédimentation fini-pliocène de la retombée méditerranéenne de la Serranía de Ronda ;
- les planchers de corrosion étagés dans les dépressions bétiques ;
- les différentes générations de cavités et de structures de drainage endokarstique ;
- les morphologies nivales pléistocènes...

Le "karst" qui a été trop souvent négligé par d'autres approches géomorphologiques ou réduit à la seule étude de ses modèles, possède une véritable "mémoire" des événements géomorphologiques. C'est en fonction de cette valeur que nous avons entrepris son étude et

CHAPITRE II**LES DYNAMIQUES DE KARSTIFICATION**

construit le cadre morphogénique de cette transversale.

Le potentiel de karstification, tel que nous l'avons défini, constitue le moteur de la karstification. Les principaux facteurs intervenant dans ce moteur sont l'énergie gravitaire (dénivelé entre le toit karstique et le niveau de base) et l'énergie hydro-chimique (présence d'eau et de CO_2). Dès l'apparition d'un potentiel de karstification, la réalisation d'un système karstique commence (A. Mangin, 1978). C'est en fonction de ce potentiel et des contraintes du milieu que le système va se structurer et posséder une morphologie (à l'état d'équilibre) qui lui sera propre. S'il y a ensuite ou voire durant cette phase de karstification une modification quelconque du potentiel de karstification, une nouvelle structure va s'organiser et substituer la précédente. Dans cette perspective, il apparaît intéressant d'aborder les variations du potentiel de karstification depuis le Miocène supérieur et leur incidence morphogénique. Parmi ces variations, nous ne tiendrons pas compte des variations lithologiques (par exemple, ouverture de la fissuration) qui, à l'échelle de temps proposé, paraissent de second ordre. Nous débiterons cette reconstitution "systémique" à partir du Miocène supérieur qui constitue la première phase de karstification sur l'ensemble de la transversale.

1. LE POTENTIEL "INITIAL" DE LA TRANSVERSALE DE RONDA : UN CONTEXTE BIOCLIMATIQUE SUBTROPICAL ET UNE FAIBLE CHARGE HYDRAULIQUE.

Rappelons brièvement que le Tortono-Messinien se caractérise, d'un point de vue paléogéographique, par un épisode marin dans le bassin de Ronda et la Hoya de Málaga, par un contexte climatique subtropical et par une couverture forestière. Cet environnement subtropical est favorable à une puissante dissolution au niveau de l'interface "couverture pédologique-substrat carbonaté" (G. Rossi, 1976 ; J.N. Salomon, 1978 ; M. M. Sweeting, 1979 ; J. Nicod, 1989 ; R. Maire, 1990). La proximité, notamment altimétrique, du niveau de base marin et le modeste volume montagnard sont à l'origine d'une faible charge hydraulique. De ce fait, la structure de drainage endokarstique ne peut être profonde : les drains se raccordant à la zone noyée présentent une faible pente générale et, vers l'aval, la zone saturée se situe à très faible profondeur. Si on tient compte des variations eustatiques que nous avons mis en valeur dans le bassin de Ronda, il faut rapporter aux effets transgressifs une réduction de la charge hydraulique et la probable constitution d'une nappe d'imbibition.

Dans ce contexte, nous pouvons définir un potentiel de karstification présentant une faible charge hydraulique et un puissant pouvoir érosif ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$). C'est à ce potentiel de karstification que nous rapportons la genèse et l'extension des aplanissements karstiques. Cette dynamique a été active sur l'ensemble de la transversale durant le Tortono-Messinien. A l'image des auréoles de métamorphisme, on relève ici des auréoles de planation karstique : aplanissements s.s. en bordure des golfes marins (bassin de Ronda et Hoya de Málaga), puis surfaces karstiques soumises à la crypto-corrosion ; au fur et à mesure qu'on s'éloigne et s'élève du niveau de base, ces surfaces karstiques sont de plus en plus accidentées de buttes résiduelles. La lourdeur sommitale des reliefs bétiques, la subégalité altitudinale de leurs sommets, les paléocavités "subhorizontales" et le dépôt des travertins du Puerto de los Martinez sont contemporains de cette phase de karstification.

2. VARIATIONS DU POTENTIEL DE KARSTIFICATION

Les modifications du potentiel de karstification peuvent être provoquées soit par une variation bioclimatique, soit par une variation du gradient hydraulique.

2.1. Modifications du gradient hydraulique

2.1.1. Augmentation de ce gradient

Les accentuations du gradient hydraulique ou gravitaire qu'a connues la transversale de Ronda, sont dues, soit à des variations eustatiques (effets de la "crise messinienne"), soit surtout à un abaissement des exutoires karstiques provoqué par l'enfoncement du réseau hydrographique, lui-même commandé par le soulèvement de l'ensemble bétique. Quels que soient la cause et le contexte climatique, on constate que cette accentuation se traduit, dans la tranche supérieure du karst, par une verticalisation des conduits souterrains, et généralement, à proximité du niveau de base karstique, par un étagement des exutoires et des paléo-drains de la zone noyée. Bien entendu, plus le potentiel hydro-chimique est important plus cette restructuration du système atteint rapidement son "état d'équilibre" ; mais même si ce potentiel hydro-chimique est faible, il y a de toute façon restructuration du drainage.

Les paléo-cavités verticales de las Nieves, l'étagement du paléo-système de la Pileta puis celui del Gato, et les profondes *simas* del Endrinal et de las Nieves, correspondent à différentes phases d'accentuation du gradient hydraulique. Cette accentuation se traduit également en surface par l'arrêt de la planation karstique et, au contraire, par le développement de soutirages, de

dolines et de points d'absorption capables de capturer les écoulements superficiels. Les exemples des Simas del Republicano, del Pozuelo et de Libar répondent à cette dynamique.

2.1.2. Réduction de ce gradient

Nous n'avons relevé qu'un seul cas de réduction du gradient hydraulique : la transgression marine pliocène. Celle-ci a eu un rôle à la fois direct et indirect.

Cette transgression a directement affecté les massifs bordant la Méditerranée et la Hoya de Málaga. Un système de rias envahit les incisions messiniennes, la mer transgresse sur d'anciens travertins de source (Puerto de los Martinez) et une nappe d'imbibition a dû probablement se développer dans la partie inférieure du karst. C'est à cette phase de réduction que nous avons rapporté dans la partie supérieure du karst le fonctionnement en poljé des dépressions. Rappelons que ces poljés recoupent les paléo-cavités verticales contemporaines de la "crise messinienne" et ont été éventrés par les incisions pléistocènes.

Le rôle indirect de cette transgression pliocène a déjà été évoqué : elle est à l'origine d'une phase hydrographique expectante dans le bassin de Ronda durant laquelle s'est développée la seconde génération de planation karstique.

2.2. Modifications du potentiel hydro-chimique

A partir du moment où existe un gradient hydraulique susceptible de provoquer une restructuration karstique, il est intéressant de s'interroger sur la part des variations du potentiel hydro-chimique dans la karstification ; ces variations étant essentiellement sous contrôle des oscillations climatiques.

Nous possédons trop peu de données pour saisir la part des variations climatiques pliocènes. Par contre, nous pouvons relativement bien cerner les incidences des oscillations pléistocènes.

2.2.1. Les optima pléistocènes

Les optima pléistocènes se caractérisent par un contexte climatique méditerranéen plus ou moins tempéré selon les optima, et selon l'exposition et la situation des *sierras*. Dans ce contexte biotassique, une couverture biopédologique couvre les versants et dépressions bétiques. La présence de cette couverture est à l'origine d'une régulation des eaux météoriques et d'une fourniture en CO₂.

La fourniture en CO₂ et l'effet "compresse" du sol favorisent une dissolution préférentielle des carbonates au niveau de l'interface "sol-substrat" et dans la tranche superficielle du karst. C'est en partie à cette dynamique que nous rapportons le concrétionnement endokarstique et la travertinisation. Cette dernière étant également avantagée par la régularisation des circulations.

La régularisation des eaux météoriques a également pour effet de réduire la turbidité des écoulements superficiels. Dans le même ordre d'idée, la couverture forestière a pour effet de réduire l'érosion superficielle, et de ce fait, les décharges détritiques dans les dépressions. Cette conjonction se traduit, à la fois, par une incision des poljés et par l'amélioration des connexions (dans la tranche supérieure) avec l'endokarst ; ces deux processus étant inter-corrélés. Rappelons que l'étude des dépressions bétiques a indiqué que l'arrêt de fonctionnement en poljé *s.s.* avait pu débuter avant la fin d'une péjoration climatique ; l'optimum suivant avait alors pour effet d'accentuer le creusement du poljé. Il est bien évident que l'existence même d'un sol dans le poljé favorise la crypto-corrosion du substrat carbonaté mais pas sa planation du fait de l'absence d'une nappe d'inondation.

La régularisation des eaux météoriques et l'amélioration des connexions vers l'endokarst ont également pour incidence de réduire les écoulements superficiels et de favoriser les circulations endokarstiques. Ce fonctionnement se traduit par une restitution de l'essentiel des eaux météoriques au niveau des exutoires, c'est-à-dire au niveau d'un piémont ou d'un talweg ; eaux qui favorisent alors l'entaille de ce talweg ou de ce piémont. Cet enfoncement peut être alors à l'origine d'une migration de l'exutoire et donc d'une restructuration du drainage endokarstique. Dans les *sierras*, cela s'exprime, par contre, par un fort ralentissement des entailles torrentielles.

2.2.2. Les péjorations pléistocènes

Les péjorations pléistocènes se caractérisent par un contexte climatique froid et humide, avec des nuances régionales. Le potentiel hydraulique accru (moindre évapotranspiration) et le régime des écoulements (rétention et fusion nivale), associés à la moindre protection du couvert végétal, se traduisent par les dynamiques morpho-karstiques suivantes.

La moindre protection végétale entraîne une érosion des sols et le remblaiement colluvial du fond des dépressions. Rappelons que ce processus a débuté dès la phase de dégradation climatique précédant la péjoration. Ce remblaiement contribue à imperméabiliser le plancher karstique et à colmater les conduits cutanés. Cette obturation généralisée associée aux décharges hydriques printanières provoquent la mise en place d'une nappe d'inondation et d'une évolution en poljé *s.s.* de ces dépressions.

La moindre régularisation des eaux météoriques se marquent à la fois par un arrêt du concrétionnement et de la travertinisation, et par un recreusement des conduits endokarstiques situés dans la zone de transit "surface-zone saturée". Cela se traduit par une restructuration de l'endokarst, certes de détail par rapport à l'organisation même du drainage souterrain, mais qui peut être

importante à l'échelle spéléomorphologique.

Cette moindre régularisation se marque également par une réactivation temporaire des ravins se raccordant au piémont et, par conséquent, par une évolution des versants susceptible de recouper des conduits souterrains fonctionnels ou hérités.

Sur les reliefs, la couverture nivale a été fréquemment piégée dans les creux karstiques (dolines, couloirs, lapiés ouverts...). Ce piégeage est à l'origine de leur évolution en niches de nivation ou en puits à neige, en fonction de l'environnement topographique. Ce piégeage se traduit également par une réorganisation de l'infiltration dans la zone superficielle du karst ; celle-ci se réalise pour l'essentiel en des points privilégiés situés sous les accumulations nivales. Un certain nombre de réseaux spéléologiques verticaux doivent leur agencement à ce processus, ce qui renforce les restructurations de détail de l'endokarst.

L'objet de cette partie était de présenter les différentes et principales combinaisons qui se sont produites sur la transversale de Ronda, entre les différents facteurs intervenant dans le potentiel de karstification et donc dans les successives structurations du karst.

CHAPITRE III

L'ÉVOLUTION MORPHOGÉNIQUE DE LA TRANSVERSALE DE RONDA

Après avoir souligné l'intérêt du karst dans la reconstitution morphogénique, puis la part des événements paléogéographiques dans la karstification, nous présentons ici une synthèse morphogénique de l'ensemble de la transversale de Ronda. Nous ferons débiter cette reconstitution à partir du Miocène supérieur, c'est-à-dire à partir du moment où la karstification s'est généralisée dans les deux grands domaines carbonatés de la transversale (Pénibétique et Dorsale bétique).

1. LA SÉDIMENTATION MOLASSIQUE ET LES APANISSEMENTS TORTONO-MESSINIENS

C'est suite à l'individualisation du bassin de Ronda et à l'ouverture de la mer d'Alboran, rapportées au fini-Burdigalien - Tortonien inférieur, que la mer envahit plus ou moins précocement ces dépressions. Celle-ci s'y maintiendra durant l'essentiel du Messinien.

La proximité altimétrique et géographique du niveau de base marin, le volume relativement modeste des montagnes bétiques, et le contexte bioclimatique subtropical ont été propices à une active dissolution de la tranche supérieure du karst. Celle-ci s'est traduite en bordure des niveaux de base marins par la genèse d'apanissements. La "surface" rattachée à cet épisode résulte en fait de la régradation d'anciennes planations karstiques qui ont succédé les unes aux autres en fonction des variations du niveau marin.

Au fur et à mesure qu'on s'éloigne du niveau de base marin, cette surface polygénique apparaît de moins en moins parfaite. Nous avons rapporté à cet épisode, le relief à buttes et en vallons en U ainsi que les paléo-cavités décapitées de la Sierra de las Nieves ; la très faible déclivité de ces vallons, le caractère subhorizontal de ces anciennes cavités supposent, en effet, un faible gradient hydraulique par rapport au niveau de base hydrokarstique. D'autre part, le caractère incrustant des écoulements endokarstiques et le puissant concrétionnement de ces paléo-cavités traduisent un contexte biostasique et une active dissolution des carbonates dans la tranche supérieure du karst. Le travertin du Puerto de los Martínez que nous rapportons également à cet épisode, suggère également un contexte biostasique et permet de plus de caractériser son environnement végétal : une forêt sempervirente de type laurisylve subtropical. La fossilisation de ce travertin par la mer pliocène permet de fixer son altitude initiale entre 0 et 80 m, voire entre 0 et 40 m.

Cette morphologie d'ensemble sub-aplanie s'est relativement bien maintenue dans le paysage. Elle est

particulièrement bien conservée sur la périphérie du bassin de Ronda, et elle est responsable de la subégalité altitudinale et du caractère émoissé des reliefs bétiques. R. Lhénaff (1977) a observé une évolution identique dans les Cordillères bétiques centrales et orientales, notamment sur les pourtours des bassins d'Antequera et de Granada. Elle a été, par contre, complètement gommée sur le piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda et sur le pourtour de la Hoya de Málaga. Cette non-conservation est due, à la fois, à la nature affouillable des terrains géologiques qui y affleurent et à une puissante entaille post-miocène. L'incision de ce piémont a débuté dès le fini-Messinien.

2. VERS UNE DÉFINITION DE LA PART DES EFFETS DE LA TECTONIQUE MIO-PLIOCÈNE ET DE LA RÉGRESSION MESSINIENNE

Le Messinien se caractérise, à la fois, par un important épisode régressif ayant particulièrement affecté la Méditerranée et localement par les premiers mouvements de surrection de la chaîne bétique. L'appartenance au domaine océanique pour le bassin de Ronda et la proximité de l'Atlantique pour la Hoya de Málaga ont minimisé les effets de cette régression comme en témoigne la persistance de la sédimentation marine durant le Messinien. Si on se réfère aux travaux antérieurs sur l'ensemble bétique occidental, du fait de l'existence de cette sédimentation messinienne, les incidences morphologiques de la régression messinienne ont été relativement minimisées par rapport aux effets de la tectonique. Au terme de notre travail, nous aurions plutôt tendance à réduire les effets de la tectonique tout au moins dans la Cordillères bétiques occidentales (sans pour autant les négliger) et à souligner les effets de la "crise messinienne". Cette nouvelle perception des événements repose essentiellement sur nos observations du piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda mais aussi sur l'absence du Messinien terminal dans ces deux bassins. Cependant dans l'état actuel des recherches (absence de sondages dans la Hoya de Málaga), il apparaît délicat de vouloir déterminer la part exacte de la tectonique et de la régression messinienne dans la morphogenèse de cette transversale. Il est plus sage de les intégrer dans une dynamique globale.

Rappelons que la reconnaissance d'une formation à blocs moulant de profondes entailles torrentielles sur le piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda, nous a permis de définir une phase d'incision postérieure au travertin du Puerto de los Martínez et antérieure à la transgression pliocène. On pourrait rattacher ces incisions aux mouvements tectoniques qui ont déformé les molasses (dans le bassin de Ronda et la Hoya de Málaga) et provoqué le gauchissement des aplanissements tortono-messinien. En ce qui concerne la Dorsale bétique, l'organisation de l'ensemble du réseau hydrographique vers la Hoya de Málaga ne semble pas uniquement

d'ordre tectonique. En effet, le Pliocène marin transgresse franchement le travertin du Puerto de las Martinez (antérieur aux entailles messiniennes. Si les mouvements mio-pliocènes avaient été aussi vigoureux qu'on l'envisageait auparavant, le Pliocène marin serait resté en contrebas de ces formations, même en tenant compte d'un niveau marin plus élevé que l'actuel (80 m ; B.U. Haq et *al.*, 1987).

Bien que d'ampleur modeste vis-à-vis des exemples languedociens, cet épisode a joué un rôle fondamental dans la morphogenèse régionale. Il marque, en effet, le début d'une évolution différenciée des aires sous l'influence de la Hoya de Málaga ou du bassin de Ronda. Il semble que dès le Messinien les exutoires karstiques de la Dorsale bétique se soient fixés sur son piémont méditerranéen. Cet événement est capital, dans le sens où l'essentiel des eaux météoriques de ce domaine se dirige désormais vers la Hoya de Málaga et échappe totalement au bassin de Ronda. Cette "capture" du piémont méditerranéen, par l'intermédiaire du karst, est une des causes essentielles de l'extrême indigence de l'incision hydrographique du piémont septentrional (Sierras de los Arcos, de la Hidalga, Blanquilla...). Maintenant, si on se réfère aux travaux de R. Lhénaff (1977) sur le bassin de Granada, on remarque que les sédiments miocènes ont été ravinés par une formation à blocs ("Blockformation" de R. Lhénaff), tout au moins au pied de la Sierra Nevada. Pour cet auteur, cette formation rapportée au Miocène terminal marque le passage à une sédimentation continentale et, donc, la fermeture de ce bassin. Présenté ainsi cet enchaînement est proche de ce que nous avons relevé sur le piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda. Cette analogie pourrait être rapportée à plusieurs facteurs. La Sierra Nevada et la Dorsale bétique appartiennent au même domaine géologique : les zones internes bétiques qui ont connu une première phase d'exhaussement à cette période. De ce fait, elles présentaient toutes deux une certaine énergie vis-à-vis des bassins qui les bordaient et favorable à l'incision hydrographique. Enfin, toutes deux possédaient un potentiel hydrologique lié, dans un cas à la nature peu perméable de la Sierra Nevada, et dans l'autre à la concentration des exutoires karstiques sur le piémont méridional de la Dorsale. Le fait de ne retrouver aucun de ces paramètres sur le pourtour du bassin de Ronda pourrait expliquer l'absence d'une phase d'entaille messinienne.

En conclusion, même si la "crise messinienne" n'est pas aussi marquée qu'en d'autres régions péri-méditerranéennes, elle apparaît fondamentale dans la mise en place d'une des toutes premières générations du réseau hydrographique et dans l'organisation du drainage endokarstique de la Serranía de Ronda. Cette organisation va, aux dépens des autres piémonts, concentrer la totalité des exutoires sur le piémont méditerranéen.

3. LA MORPHOGENESE PLIOCENE

Le Pliocène introduit une nouvelle différenciation morphogénique entre le bassin de Ronda et la Hoya de Málaga puisque seule cette dernière a été soumise à la transgression marine. Cette transgression qui a débuté au Pliocène inférieur, a clairement fossilisé une morphologie différenciée tant au cœur de la *hoya* que sur les reliefs périphériques. Elle a notamment transformé en rias les incisions messiniennes et pénétré de ce fait relativement loin dans l'arrière pays montagnard.

Ce haut niveau marin (+ 80 NGF) a pour principales incidences de réduire la glyptogenèse sur les reliefs et de "fermer" les systèmes karstiques qui s'étaient développés dans le contexte messinien. Cette "fermeture" engendre une rémission de la verticalisation de l'endokarst sur l'ensemble de la Dorsale bétique (dépendante de la *hoya*) ; c'est à cette rémission que nous avons rapporté l'agencement des poljés de las Nieves. La base des structures endokarstiques est, quant à elle, ennoyée du fait du relèvement du niveau marin.

Durant cet épisode, le bassin de Ronda connaît une longue phase hydrographique "expectante" du fait de son isolement vis-à-vis de son ancienne aire d'influence atlantique et de la faible emprise de la Méditerranée soumise à la transgression. Deux autres faits ont dû renforcer cette tendance : le bassin de Ronda se situe à la limite de partage entre ces domaines marins, et le Pliocène inférieur correspond pour le bassin de Ronda au passage du domaine atlantique au domaine méditerranéen. Aussi, durant cette période, le bassin de Ronda a continué à jouer, vis-à-vis des reliefs pénibétiques environnants, le rôle de niveau de base. Dans ce contexte paléogéographique et sous les conditions climatiques subtropicales de la première moitié du Pliocène, dominèrent les processus biotassiques. Ils se sont traduits par une efficace dissolution superficielle des dépôts molassiques et de la bordure pénibétique. Cette cryptocorrosion associée au faible gradient hydraulique sont à l'origine d'une "régularisation" hypodermique du substrat et constituent le préalable de la seconde génération d'aplanissement du bassin de Ronda.

L'étude du piémont méditerranéen de la Dorsale a révélé des structures sédimentaires de type Gilbert delta, contemporaines du haut niveau marin pliocène (+ 80 m NGF) ; ces structures montrent des imbrications entre les formations continentales (*Top set beds* : brèches mortadelles) et les dépôts marins (*Fore set beds* : conglomérats et sables). La progradation bréchique témoigne d'une active érosion de la Dorsale. C'est à ce contexte d'ensemble que nous rapportons le creusement sur la Dorsale des larges vallons en V dont la faible pente suggère une relative proximité du niveau de base marin. Ce serait, d'ailleurs, par l'intermédiaire de ces incisions que cheminait le matériel arraché à la Dorsale. L'absence

de décharges similaires aux "brèches mortadelles" sur le piémont nord-occidental de la Dorsale met de nouveau en valeur la carence du réseau hydrographique se raccordant au bassin de Ronda. On retrouve une carence identique sur les reliefs pénibétiques de la Serranía de Grazalema.

L'aggradation des "brèches mortadelles" a progressivement remblayé les profondes incisions messiniennes, puis ont débordé sur les interfluves. Cette épaisse accumulation bréchique a été, en fait, rythmée par une alternance de décharges détritiques et d'incisions. Nous avons rapporté cette alternance à la longue phase de transition climatique pliocène qui marque le passage du contexte subtropical aux conditions méditerranéennes. C'est également à cette phase transitoire que nous avons rapporté la mise en place de la seconde génération d'aplanissement du bassin de Ronda (alternance de phases d'altération et d'évacuation du matériel altéré).

L'étude du piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda nous a également permis de dissocier le dépôt des "brèches mortadelles" et la genèse d'un haut glacis d'ablation rapportés auparavant à une même dynamique. Ce dernier tronque, en effet, la bordure de la Dorsale, les "brèches mortadelles", et le Pliocène marin. Cette dissociation est de plus renforcée par le fait que ces brèches ont connu une phase de karstification dont les réseaux souterrains ont été ensuite recoupés par ce glacis. La microfaune contenue dans une des cavités décapitées a permis de souligner que ces conduits ont été fonctionnels au moins jusqu'à 2 M.A. ; ce qui signifie que l'élaboration du glacis est postérieure à ce "calage". Nous avons rattaché cette pédimentation à l'accentuation des contrastes thermiques et du froid hivernal qui s'étaient manifestés dès la seconde phase de dégradation climatique pliocène ($\approx 2,4$ M.A.). Cette accentuation serait contemporaine de la phase de transition vers les conditions climatiques pléistocènes. C'est à cette même dynamique que nous rapportons l'éventuel achèvement de la seconde génération d'aplanissement du bassin de Ronda. Ce dernier rattachement reste du domaine de l'hypothèse dans la mesure où nous ne disposons d'aucun "calage" chronologique. Quoi qu'il en soit, la réalisation de ce glacis d'ablation comme de ces aplanissements est antérieure au soulèvement d'ensemble de la transversale rapporté pour l'essentiel au Pléistocène inférieur.

La reconstitution morphogénique de la Serranía de Grazalema nous a permis de mettre en évidence une des premières phases d'enfoncement du réseau hydrographique dépendant du bassin de Ronda. Cette phase est assurément postérieure à la seconde génération d'aplanissement puisqu'elle l'incise, et est antérieure à l'enfoncement généralisé du réseau hydrographique provoqué par la surrection pléistocène. Les témoins de cet

épisode sont indiscutables : il s'agit d'anciens affluents du río Guadiaro perchés à une cote altitudinale similaire sur la retombée de la Sierra de Líbar : la paléo-vallée du Guadares et le paléo-système karstique de la Pileta. Nos observations sur le piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda n'ont pas permis de relever un épisode similaire. Plusieurs raisons peuvent expliquer cette apparente différence. Tout d'abord, il s'agit d'une des premières entailles du réseau hydrographique dépendant du bassin de Ronda, alors que le piémont méditerranéen de la Dorsale a déjà connu plusieurs phases d'incision dont les tracés se sont peu modifiés depuis le Messinien. De ce fait, il est possible que l'entaille contemporaine du paléo-Guadares et du paléo-système de la Pileta soit passée inaperçue sur ce piémont de la Dorsale. La seconde possibilité est que cette première incision du Guadiaro ait été provoquée par la régression fini-pliocène durant laquelle s'est développé et/ou achevé le glacis d'ablation sur le rebord méditerranéen de la Dorsale ; dans ce cas, l'achèvement des aplanissements serait antérieur au façonnement du glacis d'ablation. La troisième possibilité est que cette incision soit contemporaine des vallons en V de las Nieves, ce qui reporterait l'achèvement de la seconde génération d'aplanissement au Pliocène inférieur. Comme nous l'avons précisé auparavant, nous ne disposons d'aucun calage chronologique permettant de dater ces surfaces et cette première incision du Guadiaro. En fonction du contexte paléogéographique, nous pencherions plus pour l'une des deux premières éventualités. Quel que soit son âge exact, cette phase d'incision du Guadiaro est fondamentale dans l'évolution morpho-karstique de la Serranía de Grazalema puisqu'elle engendre une des premières phases de karstification du domaine pénibétique présentant une structure développée et hiérarchisée du drainage endokarstique. On mesure ici l'important décalage entre ce domaine et la Dorsale bétique dont les premières structures hiérarchisées de drainage endokarstique remontent au Messinien.

4. LA MORPHOGENESE PLÉISTOCENE

La position des formations pliocènes vers 650 m d'altitude sur le piémont méditerranéen de la Dorsale, et des sédiments molassiques à plus de 750 m dans le bassin de Ronda⁽¹⁾ ainsi que les déformations des pédiments fini-pliocènes supposent une importante phase tectonique. Celle-ci rattachée pour l'essentiel au Pléistocène inférieur s'est caractérisée par un exhaussement de l'ensemble de la transversale. Ce soulèvement a pu être estimé à environ 570 m sur le site du Puerto de los Martinez, situé sur la retombée méditerranéenne de la Dorsale. Cette phase tectonique s'est prolongée (avec une moindre ampleur) durant le Pléistocène moyen et supérieur si on se réfère

(1) Les molasses tortono-messiniennes du bassin de Ronda avaient déjà été partiellement portées en altitude lors des mouvements mio-pliocènes. Il est fort vraisemblable que lors de la surrection d'ensemble pléistocène, celles-ci ont été de nouveau soulevées.

aux déformations des successives lignes de rivage pléistocènes de la mer d'Alboran et de l'Atlantique.

Cette surrection d'ensemble a été, sans nul doute, le principal moteur de l'important enfouissement du réseau hydrographique durant le Pléistocène inférieur et le début du Pléistocène moyen. C'est à cette dynamique que nous avons rapporté l'encaissement du Guadiaro, responsable du caractère perché de ses paléo-affluents (paléo-vallée du Guadares, paléo-système de la Pileta), l'enfoncement du Guadalete dépendant de l'Atlantique, et du creusement des gorges et ravins qui entaillent la retombée méditerranéenne de la Dorsale.

Ce soulèvement d'ensemble associé à l'important enfouissement du réseau hydrographique a provoqué une profonde restructuration du drainage endokarstique. Celle-ci se caractérise par une puissante verticalisation des conduits souterrains dans la tranche supérieure du karst ; la Sima GESM en est un des exemples les plus marquants. L'encaissement des cours d'eau a, également, entraîné une migration des exutoires karstiques. Cette migration engendre de nouvelles structures fonctionnelles de drainage souterrain à la base du système karstique. C'est à cet épisode que nous avons rapporté, par exemple, l'abandon du paléo-système de la Pileta et l'agencement du "système del Gato". Les datations des constructions travertineuses au débouché de ces nouvelles structures de drainage endokarstique ainsi que des spéléothèmes des réseaux spéléologiques verticaux et des paléo-drains, indiquent que l'essentiel de cette restructuration du karst s'est effectué durant le Pléistocène inférieur.

C'est également à cette phase que nous avons rapporté la fermeture des dépressions pénibétiques et leur première phase d'évolution en poljé *s.s.* De même, nous rattachons à cette dynamique d'ensemble la capture karstique du río Guadares ainsi que des rares paléo-écoulements dépendants du bassin de Ronda par le réseau hydrographique méditerranéen, via le karst souterrain (exemple des Llanos de la Nava).

L'étagement des travertins sur le piémont méditerranéen de la Serranía de Ronda ainsi que le perchement des exutoires karstiques dans la vallée du Guadiaro (Gato, Benaolan, Jimera) témoignent de la poursuite de l'enfoncement du réseau hydrographique régional.

Cette dynamique générale commandée par la tectonique et par l'enfoncement corrélatif du réseau hydrographique a été renforcée par un contexte climatique favorable aux processus d'érosion. L'alternance des optima et péjorations climatiques pléistocènes a joué un rôle important dans le façonnement des paysages de la transversale.

Cette alternance a rythmé l'évolution aussi bien des poljés que des réseaux spéléologiques. Plusieurs phases d'enfoncement et de planation karstique ont marqué les poljés et les réseaux souterrains ont connu une succession de périodes de concrétionnement et d'incision.

Lors des optima pléistocènes, l'altération pédologique et la dissolution des carbonates prévalent sur l'ablation

mécanique. La tranche supérieure du karst est soumise à une active crypto-corrosion et les eaux karstiques ont tendance à concrétionner dans les réseaux spéléologiques et à travertiniser aux abords des exutoires karstiques.

Lors des péjorations climatiques, les processus périglaciaires ont été particulièrement efficaces sur les *sierras* bétiques. Le caractère particulièrement humide et froid de ces péjorations dans la Serranía de Grazalema est à l'origine d'un modelé nivo-karstique peu commun à cette cote altitudinale. Ce contexte nival a été propice à l'élargissement des fractures situées sous les accumulations nivales de type puits à neige ou niche de nivation. Dans la Serranía de Ronda, moins arrosée, seuls les hauts sommets présentent un modelé nivo-karstique. D'une manière générale, la gélifraction a dominé dans cette *serranía* ; l'essentiel des reliefs et hauts versants ont été régularisés durant les successives péjorations pléistocènes. Cette régularisation de facture périglaciaire est à l'origine du recouplement des premières générations de réseaux souterrains. Les torrents de régime pluvio-nival descendant de la Serranía de Ronda ont charrié d'importantes quantités de débris qui ont été déposés dans de la Hoya de Málaga en formant de bas-glacis d'accumulation.

Globalement, la morphogenèse durant le Pléistocène moyen et supérieur prolonge le cadre morpho-karstique mis en place lors du Pléistocène inférieur. Les successives restructurations des systèmes karstiques de la transversale de Ronda sont restées dans l'ensemble très dépendantes de l'organisation karstique contemporaine du Pléistocène inférieur.

CHAPITRE IV

ÉPILOGUE SUR LA MORPHOGÉNÈSE DE LA TRANSVERSALE DE RONDA

Un des objectifs de ce travail était de démontrer l'intérêt et la validité des paramètres karstiques dans la définition d'un cadre d'évolution morphogénique.

L'intégration et la compréhension des fonctionnements du karst dans une optique morphogénique nous ont permis de mettre en avant deux périodes clés dans l'évolution de cette transversale :

-1- La fin du Messinien qui subdivise la transversale en deux vastes domaines sous l'influence soit de la Hoya de Málaga, soit du bassin de Ronda. L'existence de ces deux niveaux de base régionaux, l'un marin, l'autre relatif, introduit une morphogénèse fortement différenciée. Le domaine sous influence méditerranéenne réagit directement aux oscillations marines qui se marquent par des phases d'activation ou de rémission du réseau hydrographique et du karst, alors que le domaine sous influence du bassin de Ronda connaît une longue phase expectante hydro-karstique. L'indigence de l'incision hydrographique durant pratiquement tout le Pliocène dans ce dernier domaine ne signifie pas pour autant absence d'érosion ; celle-ci s'est essentiellement caractérisée par une active altération du substrat carbonaté à l'origine d'une planation karstique. Il est délicat de vouloir comparer en terme quantitatif ces deux morphogénèses différenciées du fait qu'elles obéissent à des dynamiques différentes et que nous n'avons pas la moindre idée des volumes ayant été réellement mobilisés. Néanmoins, compte tenu de la durée de cette période, il est intéressant d'avoir à l'esprit que l'abaissement des surfaces karstiques peuvent atteindre 0,5 à 1cm par siècle en domaine méditerranéen humide (M. Lamouroux, 1971) et 1 à 2 cm en régions tropicales (R. Maire, 1990). Rappelons, enfin, que la nette prédominance du niveau de base méditerranéen a eu pour effet de concentrer la totalité des exutoires sur la retombée méridionale de la Dorsale bétique et, donc, d'avoir privé, dès lors quasi-définitivement, le piémont nord-occidental d'un important capital hydrologique. Cette "capture" a été particulièrement réalisée durant le Néogène, mais ses effets se sont prolongés bien au delà du Néogène puisqu'on lui doit le maintien actuel sur le piémont septentrional de la Serranía de Ronda d'une morphologie façonnée durant le Néogène.

-2- Le Pléistocène inférieur que caractérise une dynamique commune à l'ensemble de la transversale. Cette dynamique déclenchée par le soulèvement d'ensemble de la chaîne bétique se traduit par un enfouissement généralisé du réseau hydrographique qu'il

soit directement (*ríos* se raccordant à la *hoya*) ou indirectement (Guadiaro) dépendant de la Méditerranée ou subordonné à l'Atlantique (Guadalete). Cet enfouissement est, à la fois, la cause et le moteur d'une profonde restructuration du drainage karstique aussi bien dans le domaine pénibétique que dans la Dorsale. Cette restructuration est synonyme d'une puissante karstification comme l'expriment dans le paysage les importantes masses de travertins et l'ampleur des conduits souterrains. Bien entendu dans le détail, il existe toute une série de variantes géomorphologiques mais plus liées à l'environnement géologique ou géographique qu'à une dynamique morphologique différente. Deux exemples suffiront à le montrer : l'incision pléistocène des cours d'eau méditerranéens de la Serranía de Ronda est particulièrement impressionnante dans le sens où ceux-ci se raccordent directement à la proche Méditerranée et entaillent des terrains tendres (Pliocène, flyschs) ; l'amont du Guadiaro, relativement éloigné de la Méditerranée, ne dispose pas de la même énergie de creusement qui est, par ailleurs, limitée par son environnement principalement carbonaté.

En dehors des nuances régionales aussi bien tectoniques que climatiques, l'ensemble de la transversale de Ronda a subi globalement, depuis sa structuration finiburdigalienne, la même évolution géologique et climatique. L'échelle de notre terrain nous a, d'ailleurs, permis de distinguer la part respective des événements tectoniques et des modifications climatiques dans la morphogénèse des Cordillères bétiques occidentales. Mais, de l'ensemble de ce travail, il ressort que les différenciations morphogéniques qu'a connues cette transversale, doivent l'essentiel de leur origine aux variations eustatiques. En effet, celles-ci n'ont pas eu les mêmes incidences sur l'ensemble de la transversale ; elles ont été particulièrement décisives pour les massifs situés à proximité du niveau de base marin et ont pu avoir un impact négligeable pour les domaines éloignés du domaine marin. En ce sens, l'étude de la transversale de Ronda a permis de souligner à sa juste valeur le rôle du "niveau de base marin" dans la compréhension morphogénique d'un ensemble montagneux méditerranéen.

LIVRE IV

—

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

- 1. LE CHOIX D'UN CADRE DE RÉFÉRENCE : LE SYSTEME KARSTIQUE**
- 2. LE CHOIX D'UNE ENTRÉE PERTINENTE : LES PALÉODRAINS**
- 3. LE TEMPS : UN PRINCIPE OMNIPRÉSENT**
- 4. CONCLUSION**

L'objet de ce Livre est double. Le premier est de définir les principaux moteurs responsables des structurations karstiques relevées, à la fois, dans le Vercors et dans la Transversale de Ronda, et le second est de souligner l'apport du karst dans la définition morphogénique de ces deux domaines.

L'intérêt d'avoir travaillé sur des domaines ayant évolué et évoluant dans des contextes différents était justement de pouvoir s'affranchir des données locales qui ont, parfois, pour effet de parasiter (ou de focaliser) les essais de reconstitution morphogénique. Au terme de ce travail, les événements majeurs à l'origine des restructurations endokarstiques ont pu être dégagés ainsi que les marqueurs karstiques pertinents pour la compréhension morphogénique. On retrouve, là, la relation d'interdépendance abordée dans le Livre I entre la karstogénèse et la morphogénèse et qui a guidé l'ensemble de ce travail. Cette relation est, rappelons-le, la suivante : la morphogénèse constitue un vecteur de karstification et les effets de cette karstification sont un vecteur d'information morphogénique. Dans ce travail, nous avons mis l'accent sur la seconde partie de cette relation.

1. LE CHOIX D'UN CADRE DE RÉFÉRENCE : LE SYSTÈME KARSTIQUE

En l'absence de cadre de référence, cette relation d'interdépendance est d'emploi délicat, dans le sens où elle peut être à l'origine de raisonnements pouvant tourner sur eux-mêmes. Le cadre de référence qui paraît dans l'état actuel de la réflexion le plus intéressant, est le "système karstique" dans le sens où le concept-même de système sous-tend trois notions fondamentales développées dans le Livre I :

- celle d'une unité en rapport réciproque avec son environnement ;
- celle d'une unité constituée de sous-systèmes en interactions qui lui assurent une cohérence et permettent de reconnaître l'objet "karst" ;
- celle d'une unité subissant des modifications dans le temps tout en conservant une certaine permanence.

La première notion contient l'idée d'interdépendance énoncée précédemment ; la seconde notion permet de saisir la structure des vides karstiques (modèle superficiel et conduits souterrains) et leurs interrelations ; la troisième notion contient les idées de restructuration (donc de seuil) et de mémoire (relative permanence des paléo-structures). Ces notions sont également l'expression des concepts de fonctionnement, de structure et d'évolution inhérents à toute approche dynamique d'un phénomène géomorphologique (Figure IV.1).

Ce cadre de référence qu'est le "système karstique", présente un double intérêt pour l'approche qui est la nôtre du karst :

-1- il conduit à nous interroger sur les flux actuels et passés d' $H_2O + CO_2 + CaCO_3 + \text{insolubles}$ (à l'origine des vides karstiques) ainsi que sur leurs transits à l'intérieur de la masse carbonatée et vers l'extérieur du système. Concernant ces transits, nous nous sommes plus particulièrement intéressés à la redistribution des carbonates et des insolubles à l'intérieur de l'entité karstique (spéléothèmes et remplissages détritiques) et à sa sortie (travertins).

Cette entrée a permis d'aborder l'évolution du karst sous contrôle bio-climatique (exemple de l'étagement des planchers stalagmitiques s'étant déposé durant les interglaciaires), mais aussi de souligner l'apport des formations endo- et exokarstiques dans les reconstitutions paléoenvironnementales (exemple des apports des travertins de la Serranía de Ronda) ;

-2- il conduit à nous intéresser aux limites externes du système : impluvium (entrée du flux $H_2O + CO_2$) et exutoire (sortie du flux $H_2O + CO_2 + CaCO_3 + \text{insolubles}$). Dans ce travail, nous avons surtout considéré la borne inférieure du système étant donné qu'elle induit l'organisation d'ensemble de la structure karstique, à l'image du niveau de base marin pour le réseau hydrographique de surface. Cette borne qui est l'expression du niveau de base du système, est dépendante du contexte lithologique (substratum imperméable), ou du contexte géomorphologique (réseau hydrographique et/ou piémont). Les systèmes karstiques étudiés dans ce travail correspondent essentiellement au second type de niveau de base pour la raison suivante. Il permet d'appréhender les restructurations karstiques entraînées par l'évolution du réseau hydrographique (enfouissement ou colmatage).

Cette entrée a permis de traiter l'évolution du karst sous contrôle tectonique, eustatique et géomorphologique (exemple de la crise messinienne et de la transgression pliocène pour la Serranía de Ronda ou du soulèvement pliocène pour le Vercors), mais aussi de souligner l'apport de la distribution des paléodraîns s.s. dans les reconstitutions morphogéniques (reconnaissance de phases d'enfouissement du réseau hydrographique).

2. LE CHOIX D'UNE ENTRÉE PERTINENTE : LES PALÉODRAÎNS

Nous avons axé une grande partie de notre recherche endokarstique sur les différentes générations de paléodraîns dépendant d'un même référent (cours d'eau, piémont, bassin...) étant donné que ceux-ci sont porteurs d'une double information morphogénique :

- ils sont un marqueur d'anciennes zones noyées du karst conditionnées par d'anciens stades d'enfouissement du réseau hydrographiques. Ils présentent l'avantage par rapport aux paléo-exutoires d'être relativement protégés de l'érosion du fait de leur développement à l'intérieur de la masse karstique. De plus, la taille des conduits permet

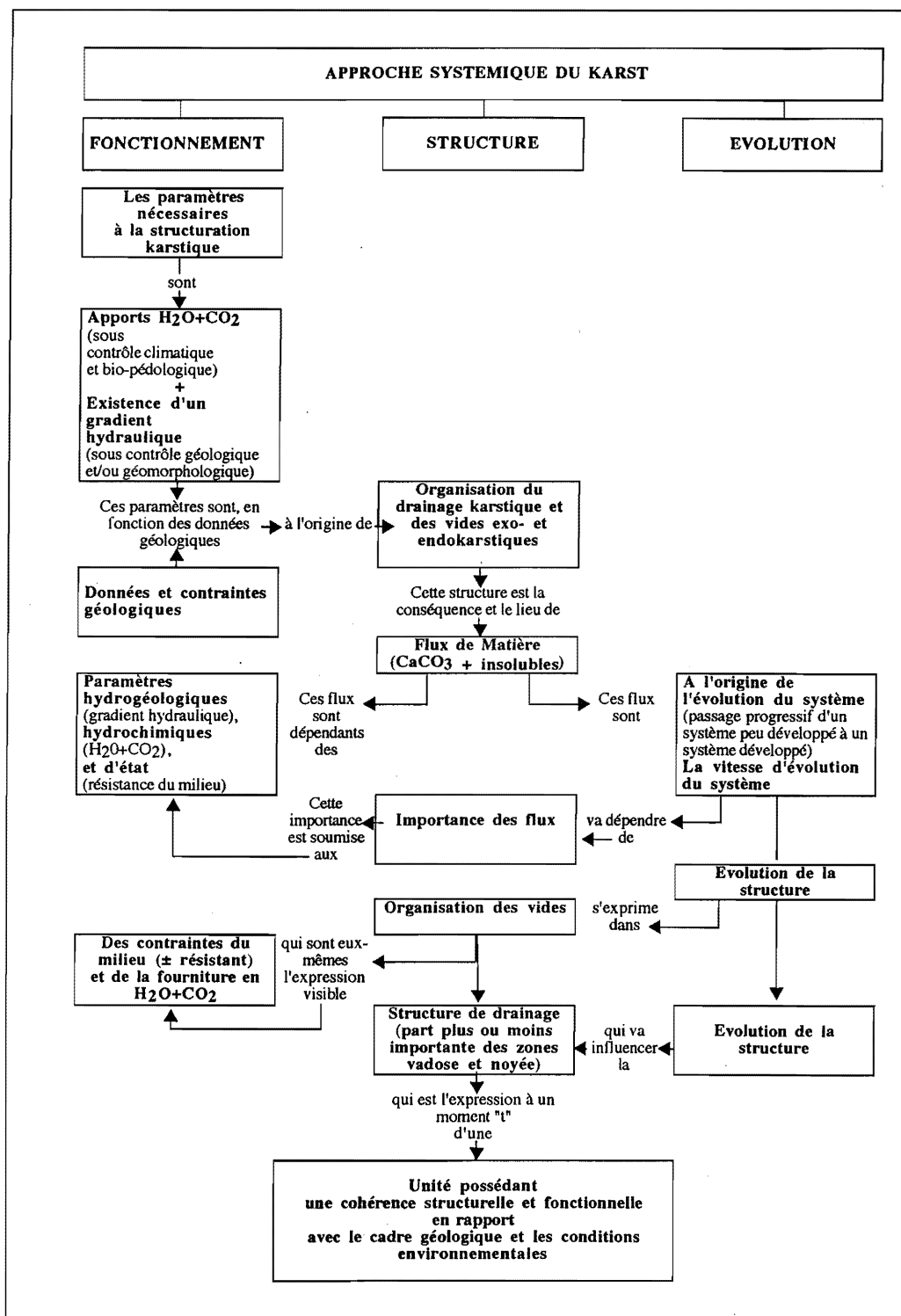


Figure IV.1 - Représentation schématique des dynamiques d'interactions relevées dans les systèmes karstiques étudiés

La lecture de cette figure est guidée par les flèches mettant en relation les différentes boîtes du système.

de préjuger de la relative stabilité de telle ou telle structure de drainage et, par conséquent, de tel ou tel épisode hydrographique ;

- à partir du moment où ils sont spéléologiquement pénétrables, il révèle l'existence d'une structure de substitution induite par une modification du niveau de

base dont il reste, ensuite, à définir la cause. La prise en compte systématique de ce vecteur d'information a permis de révéler, dans le Vercors, deux phases hydrographiques non perceptibles à partir des formes et formations superficielles (phase expectante et première phase d'incision de la Bourne).

Si on se réfère à nos travaux, les paléodrain endokarstiques ont également permis d'appréhender la part des événements majeurs d'ordre tectonique et/ou eustatique dans l'évolution morphologique du Vercors et de la Transversale de Ronda ; événements qui ont eu pour effet d'amplifier ou de réduire le volume montagnard. L'amplification (soulèvement, abaissement eustatique) engendre un enfoncement du réseau hydrographique qui entraîne un abaissement de la zone noyée, une restructuration du drainage karstique, une verticalisation des conduits de la zone vadose qui se répercute en surface par des phénomènes de soutirage (dolines...). La réduction du volume montagneux par subsidence et/ou remontée eustatique se traduit généralement par un colmatage des incisions hydrographiques, une remontée du niveau de base karstique, un dysfonctionnement du drainage qui peut être à l'origine du fonctionnement en poljé de certaines dépressions ou de l'agencement de niveau d'aplanissement. Ces événements majeurs introduisent à l'intérieur du karst des "brisures de la symétrie temporelle" (I. Prigogine, 1996 ; *supra* : Livre I, II partie, Chap. 1, 1.4). Ce concept nous paraît fondamental en karstologie et en géomorphologie car il

engage à nous interroger concrètement sur la notion de "seuil de rupture" de part et d'autre duquel le "passé" et le "futur" ont des rôles différents qu'il n'y a pas lieu de comparer car ils répondent à des logiques géodynamiques différentes. D'autre part, ce concept contient le principe d'irréversibilité du temps qui est immanent à toute approche systémique en géographie de l'environnement (M. Guigo et al., 1995).

Le vecteur "paléodrain" a permis de révéler dans la Transversale de Ronda et dans le Vercors différentes étapes karstogéniques ayant été entraînées par des événements de "premier ordre" (Figures IV.2 et IV.3).

Les figures précédentes expriment bien la démarche qui fut la nôtre :

- définir, à partir de l'étude des différentes entités karstiques ayant un même référent régional, les grandes étapes karstogéniques ;
- déterminer, à partir de celles-ci, le moteur (amplification ou réduction du domaine montagnard) ;
- intégrer ces étapes karstogéniques et leur moteur dans un cadre paléogéographique cohérent, en ayant soin, bien

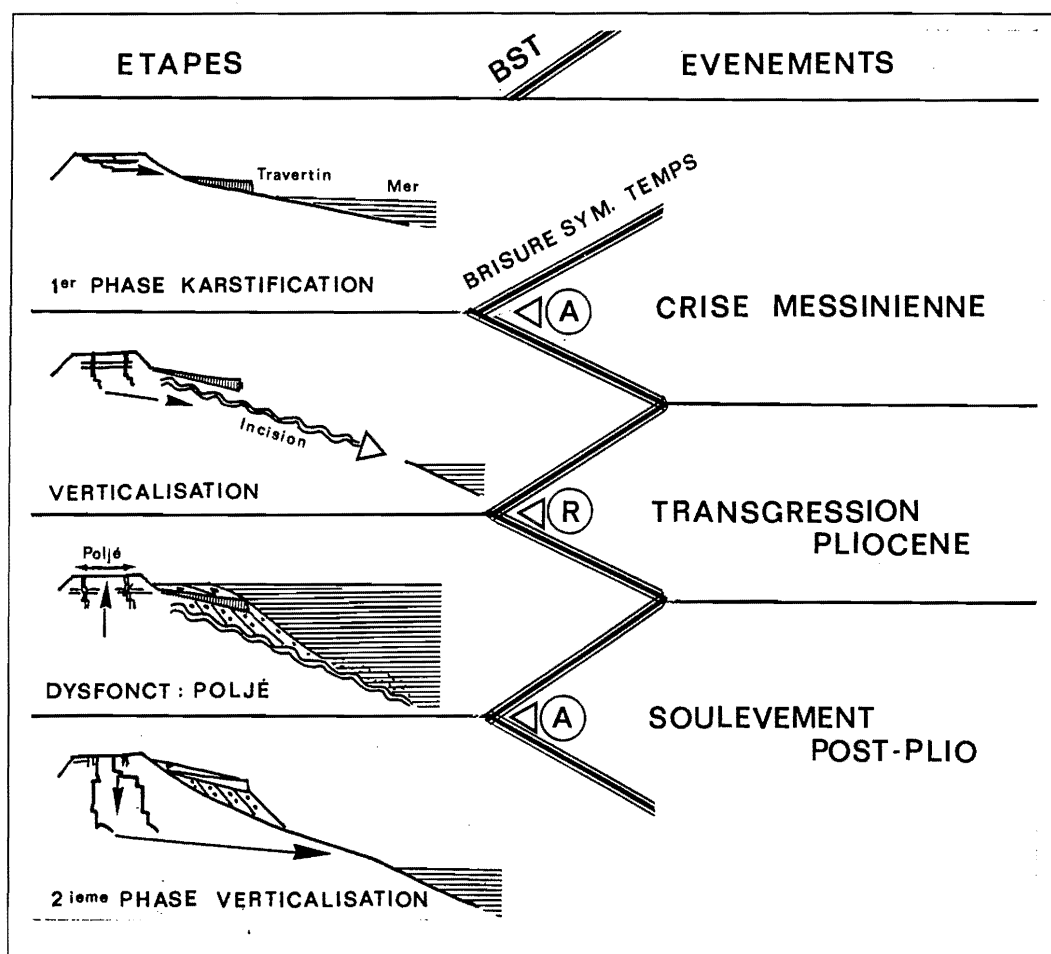


Figure IV. 2 - Représentation schématique des principaux événements paléogéographiques et des successives étapes karstogéniques de la Transversale de Ronda

B.S.T. : Brisure de la symétrie du temps introduite par l'événement paléogéographique et affectant la structure karstique.

A : Événement amplifiant le volume montagnard ; B : Événement réduisant le volume montagnard.

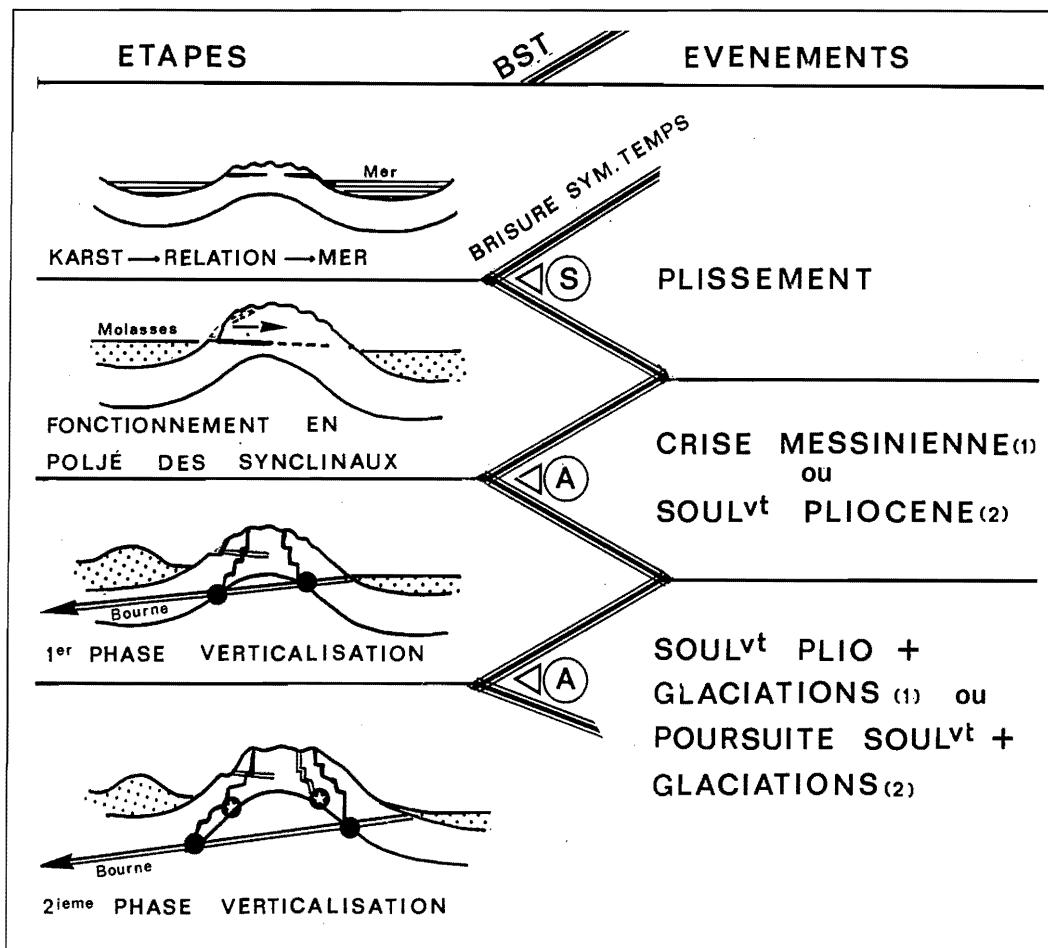


Figure IV. 3 - Représentation schématique des principaux événements paléogéographiques et des successives étapes karstogéniques du Vercors

B.S.T. : Brisure de la symétrie du temps introduite par l'événement paléogéographique et affectant la structure karstique.

A : Événement amplifiant le volume montagnard ; S : Événement modifiant peu le volume montagnard (notion relative).

1 : Exutoire karstique ; 2 : Paléoxutoire karstique.

entendu, de valider cette intégration par des calages s.s. ou des recoupements chronologiques.

- la situation du domaine étudié par rapport à la nature de l'événement.

3. LE TEMPS : UN PRINCIPE OMNIPRÉSENT

En dehors de ce concept fondamental de la "brisure de la symétrie temporelle", il est nécessaire de considérer deux autres notions se référant au temps : le "temps d'adaptation" aux nouvelles conditions engendrées par un événement majeur et la "synchronie" ou non entre "réadaptation hydrographique" et "réadaptation karstique".

Le temps et le mode d'adaptation vont dépendre de plusieurs paramètres dont les plus importants sont :

- la nature de l'événement majeur : eustatisme ou soulèvement ;
- les énergies disponibles à la mise en place de structures de substitution ;

En fonction de ces paramètres, nous pouvons relever, dans les secteurs étudiés, différents scénarios d'évolution. Dans le cas d'une variation eustatique, le temps de réaction et d'adaptation d'un karst littoral est beaucoup plus court⁽¹⁾ que celui d'un karst montagnard qui est conditionné par le temps d'ajustement du réseau hydrographique (par érosion régressive) ; cette remarque invite à la prudence lors de comparaisons entre des karsts appartenant un même environnement climatique mais se situant dans des contextes géomorphologiques différents (Figure I.9). La Transversale de Ronda présente un bel exemple d'enregistrement morphologique différencié d'un même événement majeur. La Serranía de Ronda qui borde la Hoya de Málaga, a directement réagit à la crise messinienne (incision hydrographique du rebord sud-oriental et verticalisation endokarstique) alors que la Serranía de Grazalema éloignée du littoral méditerranéen

(1) A énergies mobilisables égales.

(et située dans une zone de partage entre les domaines méditerranéen et atlantique) n'a pas enregistré la crise messinienne (Figure IV.4). La courte durée de cette crise n'a pas laissé le temps au río Guadiaro de transmettre vers l'amont cette information (par érosion régressive). Cette différence de réaction et d'adaptation a, dans ce cas, une importance fondamentale car le drainage de la bordure nord-occidentale de la Serranía de Ronda qui se réalisait auparavant vers le bassin marin miocène de Ronda, a été capturé *via* le karst par le piémont "méditerranéen" de cette *serranía* ; d'où le paradoxe d'un versant humide (NW) dépourvu d'écoulements superficiels pérennes et d'un versant sec bien pourvu en eau.

Le "temps d'adaptation" est également conditionné par les énergies disponibles nécessaires à la mise en place de structures de substitution. Deux cas opposés ont pu être observés sur nos domaines d'étude.

Dans le Vercors, la Bourne a, durant les épisodes glaciaires, connu une suralimentation en eau (apports des eaux de l'Isère *via* sa "difffluence" du Furon) qui a accéléré l'adaptation⁽¹⁾ de ce cours d'eau aux nouvelles conditions engendrées par le soulèvement d'ensemble du massif. Cette suralimentation en eau a renforcé la suprématie⁽²⁾ de ce cours d'eau vis à vis des circulations karstiques aux dépens des autres cours d'eau régionaux, comme la Vernaizon, qui n'ont pas connu d'apports similaires en eau et ont enregistré, de ce fait, un déficit érosif vis-à-vis de la Bourne.

Dans la Sierra de las Nieves, suite au soulèvement fin-pliocène - pléistocène inférieur, les écoulements à

l'origine des grands vallons en V n'ont pas disposé d'énergie suffisante (bassin versant perché et réduit) pour s'encaisser (réadaptation). La réponse à ce déficit énergétique a été la mise en place d'une structure de drainage endokarstique de cette *sierra* qui nécessite beaucoup moins d'énergie qu'une structure de drainage superficiel. Le drainage endokarstique de cette *sierra* dont les exutoires se situent sur le piémont, a eu pour incidence de "paralyser" l'incision superficielle et l'évolution géomorphologique du plateau sommital (Figure IV.5).

Ces deux exemples soulignent à nouveau la relation d'interdépendance entre karstogénèse et morphogénèse. Ils mettent, également, en évidence une troisième notion liée au temps : celle de synchronie (ou de diachronie) entre l'évolution du réseau hydrographique et celle du drainage karstique.

Étant donné la vitesse de réalisation d'une structure fonctionnelle de drainage endokarstique (estimée à 10 000 à 15 000 ans pour un système montagnard forestier tempéré ; A. Mangin, 1975 ; M. Bakalowicz, 1979), un relatif synchronisme devrait exister entre l'encaissement du réseau hydrographique et la réadaptation du drainage endokarstique. Ce synchronisme est, cependant, soumis au fait que ces deux entités de drainage disposent d'énergies permettant de se restructurer.

Dans le Vercors, les oscillations climatiques pléistocènes ont pu être à l'origine d'un différentiel énergétique, notamment pour les secteurs englacés. Durant les épisodes glaciaires, nous avons relevé un transfert partiel des eaux météoriques (retenues sous

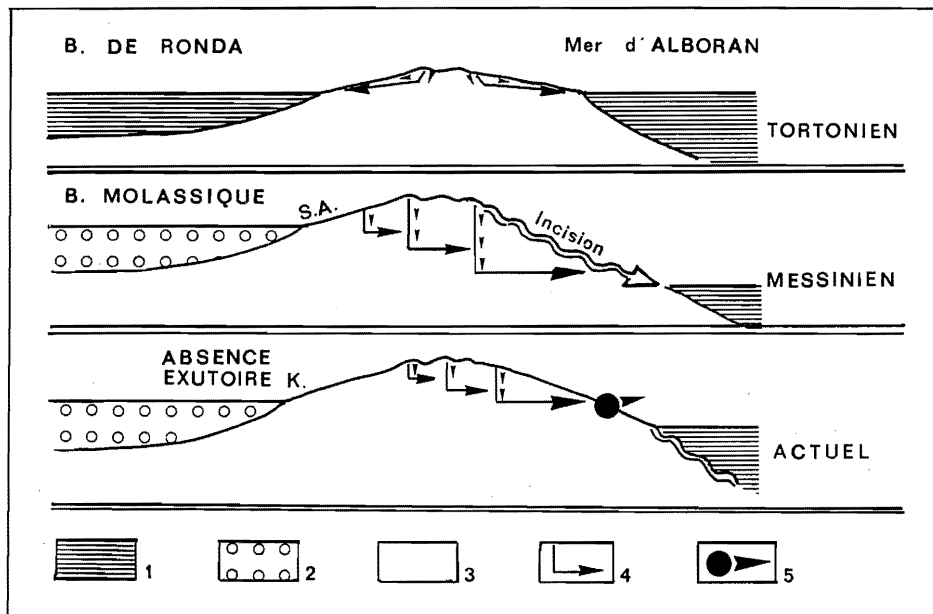


Figure IV.4 - Représentation schématique du basculement du drainage karstique lié à un effet eustatique différencié : exemple de la Serranía de Ronda

1 : Mer tortonienne ; 2 : Formation molassique ; 3 : Dorsale bétique ; 4 : Drainage endokarstique ; 5 : Exutoire karstique

(1) Ce cours d'eau est toujours en cours d'adaptation à l'intérieur du massif.

(2) Cette suprématie est initialement liée à des causes structurales : gouttière transverse de la Bourne.

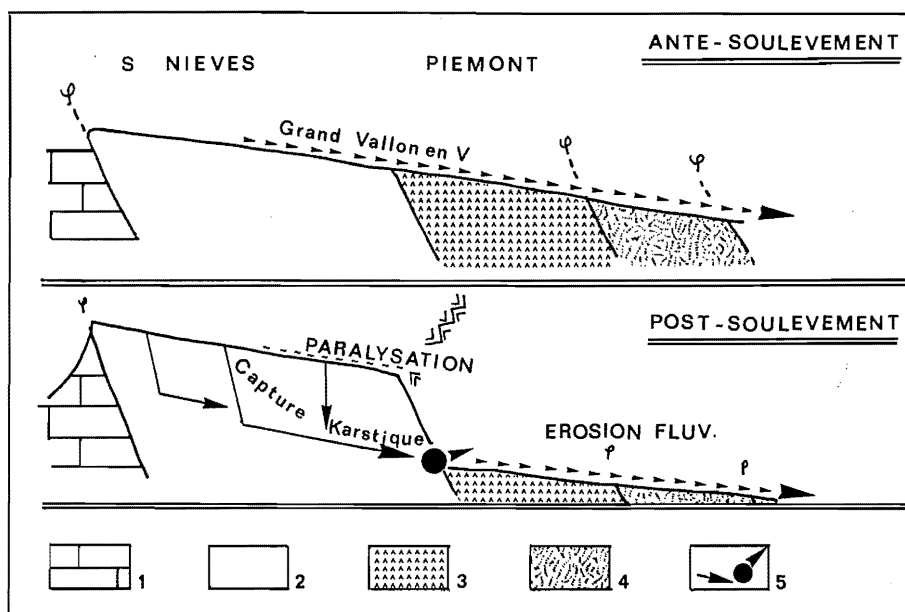


Figure IV.5 - Représentation schématique d'une capture endokarstique provoquée par un effet de soulèvement : exemple de la Sierra de las Nieves

1 : Pénibétique ; 2 : Dorsale bétique ; 3 : Nappe alpujarride ; 4 : Nappe malaquide ; 5 : Drainage et exutoire karstique

forme de glace) depuis les reliefs (impluvium karstique) vers les dépressions synclinales (bassin-versant des cours d'eau superficiels). Ce transfert a favorisé l'incision⁽¹⁾ des cours d'eau en gorges (exemple des petits et grands goulets de la Vernaion). Quelle a été la forme qu'a prise la restructuration endokarstique privée d'une partie de son alimentation ? Nous n'avons pas d'éléments de réponse dans l'état actuel des connaissances. A l'inverse, lors des épisodes interglaciaires et/ou interstades, le karst dispose à nouveau de l'ensemble des eaux météoriques tombant sur son impluvium alors que le réseau hydrographique va connaître un déficit en eau (par rapport aux épisodes glaciaires), tout au moins en amont des principaux exutoires karstiques. Lorsque certains cours d'eau, comme la Vernaion, possèdent peu d'affluents karstiques, leur incision est dès lors fortement ralentie.

Ce double diachronisme soulève la question de l'impact des glaciations sur le karst à l'intérieur duquel on relève une indiscutable incision⁽²⁾ de la zone vadose. L'impact des glaciations peut être double :

-1- Il peut, dès l'amont, favoriser un apport concentré en eau d'origine glaciaire, notamment sous les glaciers mobiles (écoulements sous-glaciaires) ; dans ce cas, le karst a connu épisodiquement un fonctionnement binaire qui est favorable sinon au développement d'une structure endokarstique développée, au moins à l'agencement d'un axe privilégié d'écoulement et de drainage.

-2- L'impact des glaciations peut engendrer une restructuration du drainage endokarstique non plus à partir de l'amont mais de l'extrême aval du système karstique si on se réfère à l'incision du réseau hydrographique montagnard ayant entraîné, si les conditions litho-

structurales le permettaient, une migration du point d'exutoire karstique.

Il apparaît délicat, dans l'état actuel de nos connaissances, de vouloir définir la part respective de ces deux moteurs. Il serait intéressant dans l'avenir de comparer l'évolution spéléogénique de trois systèmes karstiques dépendant d'un même environnement morphostructural et d'un même cours d'eau et ayant évolué sous des conditions différentes : le premier sous un glacier mobile (écoulements sous-glaciaires), le second sous une calotte peu mobile (apports lors des périodes de fusion glaciaire), et le troisième sous des conditions périglaciaires (fusion nivale).

4. CONCLUSION

L'ensemble de ce travail avait essentiellement pour objet de démontrer l'intérêt du karst et ses apports dans l'étude géomorphologique. De ce travail, il ressort que le karst présente trois entrées pertinentes (Figure IV.6) :

- l'organisation des vides endokarstiques ;
- les formations karstiques ;
- la dynamique actuelle.

Les vides endokarstiques sont l'expression des structures de drainage passées et actuelles. Afin de faire la part entre ces différentes structures et de pouvoir raisonner à partir de celles-ci, le vecteur d'information qui apparaît le plus judicieux, correspond aux paléodraîns *s.s.* Ce vecteur permet de saisir les phases de restructuration endokarstique entraînées par les grands événements

(1) Le moteur de cette incision étant le soulèvement d'ensemble du massif (antérieur ou en cours).

(2) Sur la base de l'étagement des planchers stalagmitiques contemporains des optima pléistocènes.

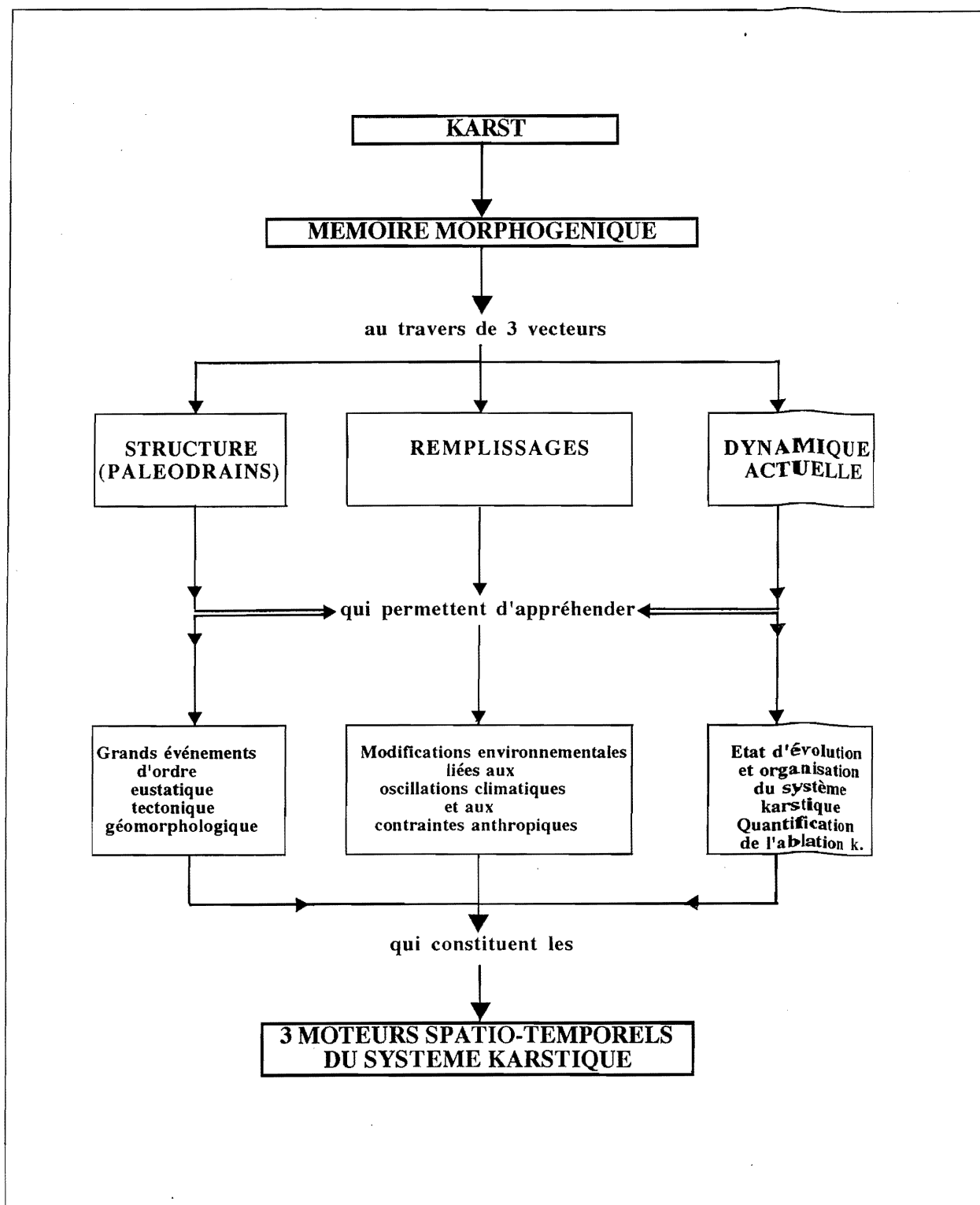


Figure IV.6 - Les vecteurs d'informations morphogéniques du karst

d'ordre essentiellement tectonique et eustatique. Ils constituent la mémoire des événements paléogéographiques ayant affecté le domaine étudié. Dans le Vercors et l'Andalousie, la prise en compte de ce vecteur a permis de distinguer quatre phases majeures de karstification (Figures IV.2 et IV.3).

Deux cadres d'évolution paléogéographiques

cohérents ont été proposés pour le Vercors (*supra* : Livre II, III partie). Si on retient le premier, on constate que les mêmes événements majeurs d'ordre eustatique (transgression miocène, crise messinienne, transgression pliocène) et tectonique (soulèvement d'ensemble plio-pléistocène inférieur) ont engendré les mêmes effets dans les deux domaines étudiés (Tableau IV.1).

ÉVÉNEMENTS MAJEURS	VERCORS		TRANSVERSALE DE RONDA		
	Expression morphologique	Expression karstique	Expression morphologique		Expression karstique
Transgression miocène	<ul style="list-style-type: none"> • Surface d'aplaniss¹ • Relief à buttes • Trottoir d'aplaniss¹ 	Cavités subhorizontales (<i>cavités recoupées</i>)	<ul style="list-style-type: none"> • Surface d'aplanissement • Relief à buttes 		<ul style="list-style-type: none"> • Cavités subhorizontales (<i>Cavités recoupées</i>) • Travertin (P. de los Martinez)
Régression messinienne	1 ^{re} phase d'incision hydrographique	Mise en place de structures de drainage vers la Bourne (<i>paléodrains perchés</i>)	S. de Grazalema	S. de Ronda	S. de Ronda : <ul style="list-style-type: none"> • verticalisation endokarstique (<i>gouffres recoupés</i>)
			Peu d'effet : poursuite des aplanissements ?	Incision du réseau hydrographique sur la bordure S. et SE.	
Transgression pliocène	Ralentissement de l'incision hydrographique	Stabilité des structures de drainage karstique (<i>taille des paléo-drains</i>)	Phase hydrographique expectante : "surface" pliocène	Remblaiement des rias avec du matériel marin et continental : structure de type Delta Gilbert	S. de Ronda : <ul style="list-style-type: none"> • fonctionnement des dépressions en poljé • dysfonctionnement du drainage karstique
Soulèvement postérieur (+ précoce dans le Vercors/T. de Ronda)	2 ^e phase d'incision du réseau hydrographique Recul des versants entraînant le recoupement de paléo-cavités	<ul style="list-style-type: none"> • Migration des structures de drainage et des exutoires • Verticalisation endokarstiques (<i>gouffres</i>) 	<ul style="list-style-type: none"> • Incision du réseau hydrographique • Début d'incision du bassin miocène de Ronda 	2 ^e phase d'incision du réseau hydrographique Recul des versants, voire inversion de relief dans les terrains à résistance différenciée	S. de Grazalema et de Ronda : <ul style="list-style-type: none"> • Verticalisation endokarstique (<i>dolines</i>) (<i>gouffres</i>) • Migration du drainage endokarstique (étagement exutoire) • Etagements des travertins

Tableau IV.1 - Les grands événements paléogéographiques et leurs expressions morphologique et karstique dans le Vercors et la Transversale de Ronda

Le fait de retrouver dans ce tableau une relative similitude d'évolution karstogénique pour ces deux domaines séparés par 2000 km n'est pas, a priori, étonnant : ils appartiennent tous les deux à une chaîne alpine répondant à une même dynamique tectonique (rapprochement des plaques africaine et européenne), ils sont tous les deux dépendant d'un même niveau de base marin (la Méditerranée) et ils sont tous les deux directement connectés à un axe hydrographique majeur (la moyenne vallée du Rhône et le bas-Guadalupe⁽¹⁾). Cette similitude d'ensemble, mettant en avant les événements paléogéographiques néogènes de 1er ordre, n'est pas pour autant synonyme d'une homogénéisation morphogénétique. L'importance du volume karstifiable, le degré d'éloignement vis à vis du niveau de base marin, et la part des énergies disponibles tant d'ordre gravitaire (sous contrôle morpho-structural) que chimique (H_2O+CO_2 : sous contrôle bio-climatique) vont introduire d'incontestables différences morphologiques. La seconde entrée permet justement d'apprécier la part du contexte bio-climatique dans la karstification.

Les remplissages karstiques qui se déposent à l'intérieur (spéléothèmes et dépôts détritiques) ou à la sortie du système (travertins) constituent un double marqueur : un marqueur géomorphologique et un marqueur environnemental.

Ils permettent grâce au moulage des paléo-"talwegs" de fixer différents stades d'enfoncement du réseau hydrographique (*via* les travertins) et des conduits souterrains (*via* les planchers stalagmitiques). En l'absence de ce marqueur, la plupart de ces stades n'étaient pas percevables. Ce marqueur est donc complémentaire de la première entrée. C'est ainsi que nous avons pu dans le Vercors mettre en évidence un creusement des conduits de la zone vadose durant les épisodes froids pléistocènes. Dans la Transversale de Ronda, l'utilisation des travertins comme marqueurs géomorphologiques a permis de relever une phase d'incision hydrographique antérieure à la crise messinienne, de mesurer la part du soulèvement post-pliocène et d'évaluer la vitesse de creusement du réseau hydrographique durant le Pléistocène moyen et supérieur. Nous avons privilégié dans ce travail cette "fonction" des formations karstiques.

Les travaux développés cette dernière décennie sur les travertins ont montré qu'ils constituent un excellent marqueur environnemental permettant, à la fois, de déterminer le contexte bio-climatique et d'appréhender les effets de la pression anthropique. L'étude des empreintes foliaires et des gastéropodes présents dans les travertins de la Serranía de Ronda ont permis de préciser le contexte environnemental fini-miocène (travertin du Puerto de los Martinez) et contemporain des optima climatiques pléistocènes.

Le nombre croissant de recherche sur les spéléothèmes démontre leur intérêt dans la définition des modifications environnementales, notamment durant le Pléistocène moyen et supérieur (à l'intérieur de la fourchette offerte par l'analyse isotopique U/Th), mais aussi historique. Le travail réalisé sur le concrétionnement actuel de la grotte de Coufin (Choranche-Vercors) a permis de mesurer l'impact des différentes formes d'occupation humaine sur le milieu physique, voire de révéler d'anciens modes d'occupation (Y. Perrette, 1996). L'étude micromorphologique des concrétions est prometteuse et sera, vraisemblablement dans les années à venir, un des axes majeurs en karstologie. Cette utilisation du karst en tant que vecteur d'information, notamment sur un pas de temps historique, repose sur une bonne connaissance de la dynamique de la structure actuelle de drainage.

L'étude de la dynamique actuelle permet, par l'intermédiaire de l'étude des flux entrant (H_2O+CO_2) et sortant d'une entité karstique ($H_2O+CO_2+CaCO_3$ +insolubles), de saisir son fonctionnement, d'appréhender son degré d'évolution et de quantifier l'ablation. Nous n'avons pas développé dans ce travail cette troisième entrée, non pas parce qu'elle ne nous intéresse pas, mais parce que nous n'avons pas les moyens logistiques pour l'aborder sérieusement. La distance entre les terrains étudiés ne nous permettait pas, par ailleurs, de réaliser le suivi nécessaire à cette approche. L'installation⁽²⁾ dans la grotte de Coufin (Choranche-Vercors, en 1996) de stations mesurant en continu les variations hydrologiques et hydrochimiques des écoulements souterrains et des infiltrations (régime des stalactites) nous permettra d'utiliser dans un proche avenir cette troisième entrée du karst qui est indispensable, d'une part, pour la compréhension des variations de cristallisation et des lamines à l'intérieur des spéléothèmes (seconde entrée) et, d'autre part, pour parfaire la compréhension du fonctionnement endokarstique responsable de la distribution et de l'allure des vides souterrains (première entrée).

(1) Pour la Serranía de Ronda.

(2) En collaboration avec J.L. Destombes du Laboratoire de Spectroscopie Hertzienne (Lille I) et de J.L. Peiry du Laboratoire de la Montagne Alpine (Grenoble I).

BIBLIOGRAPHIE

A

- ADOLPHE, J.-P. (1981). "Observations et expérimentations géo-microbiologiques et physico-chimiques des concrétionnements carbonatés continentaux actuels et fossiles". Paris 6, *Université Pierre et Marie Curie*, 339 p.
- ADOLPHE, J.-P. (1987). "Formations carbonatées continentales". *Géologie de la Préhistoire*. Paris, GéoPré, pp. 197-224.
- AGOSTINI, S. et P. FORTI (1983). "Indagine sismotettonica dell' area carsica a sud est di Latina (M. Ausoni e M. Ernici), con metodi speleologici." *Geodinamica*, pp. 289-307.
- AGUILAR, J.P., MICHAUX, J., DELANNOY, J.J. et GUENDON, J.L. (1993). "A Late Pliocene rident from Alozaina" (Malaga, Spain). *Scripta Geol.*, 103, pp. 1-22.
- AGUIRRE E. (1974). "Depresión de Granada". *Coloquio internacional sobre Biostratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior*. Guía 7-10, pp. 175-211.
- AGUIRRE E., LHENAFF R., ZACO C. (1973). "Nuevos fósiles de elefantes en Andalucía". *Estudio Geológico XXIX*, pp. 295-306.
- AL ANBAR, N. (1979). "Hydrogéologie du bassin versant du Furon". *Thèse de Troisième Cycle*, Institut Dolomieu. Grenoble, 278 p.
- ALBERDI M.T. (1974). "El género *Hipparion* en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía, revisión e historia evolutiva". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 1. C.S.I.C. Madrid, 146 p.
- ALGEO, T. et A. D. WOODS (1994). "Microstratigraphy of the lower Mississippian Sunbury Shale : a record of Solar-modulated climatic cyclicity." *Geology* 22, pp. 795-798.
- AMBERT, P. (1986). "Les tufs holocènes du plateau du Larzac" : données actuelles. *Méditerranée*, n° 1-2, Aix-en-Provence, pp. 61-65.
- AMBERT, P. (1989). "Les formations à blocs messiniennes du Languedoc central". *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, Ser. II, pp. 2077-2084.
- AMBERT, P. (1991). "L'évolution géomorphologique du Languedoc Central (grands Causses méridionaux-Piémont languedocien) depuis le Néogène". *Thèse d'Etat Lettres*, Géographie physique, Aix-Marseille II, T. I, 224 p., T.II, 70 p., 164 fig. et 5 cartes h.t.
- ANDRIEUX, C. (1970 / 1972). "Contribution à l'étude du climat des cavités naturelles des massifs karstiques. (Thèse d'Etat, Université de Bordeaux, 1969)." *Annales de Spéléologie*, 26 /2, pp.441-529 ; 25/3 pp. 367-386 ; 26/1, pp. 5-30 ; 26/2, pp. 367-386 ; 27/1, pp. 5-77.
- ANDRIEUX, C. (1978). "Etude du climat des cavités naturelles dans les roches calcaires (grotte de Niaux)." *Gallia* 20/1, pp.301-322.
- ANDRIEUX J., FONTBOTE J.M., MATTAUER M. (1971). "Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar". *Earth and planetary Science Letters* 12, pp.191-198.
- ARQUEOLOGIA (1986). "La Cueva de la Pileta, Hoy : Arte Rupestre". *Rev. Arqueologia*, n°66, pp. 36-44.
- ARNAUD-VANNEAU A. (1980). "Micropaléontologie, paléocéologie et sédimentologie d'une plateforme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'Urgonien du Vercors septentrional (Alpes occidentales)". *Géol. Alp. Grenoble*, 10, 3 volumes, 874 p.
- ARNAUD-VANNEAU A. et ARNAUD H. (1991). "Sédimentation et variations relatives du niveau de la mer sur les plateformes carbonatées du Berriasien-Valanginien inférieur et du Barrémien dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura". *Bull. Soc. Géol. France*, t.162, n°3, pp. 535-545
- ARNAUD, C. et K. LUCAS (1972). "Contribution à l'étude du plateau du Sornin, Vercors, Isère. Etude phototectonique. *Photo-interprétation*. Paris, Technip, 120 p.
- ARNAUD, H. (1966). Contribution à l'étude géologique des plateaux du Vercors méridional". *Trav. Lab.Géol. de Grenoble*, t.42, pp. 33-51
- ARNAUD, H. (1978). "Principales données structurales et lithologiques influant sur les circulations karstiques souterraines et les phénomènes karstiques du Vercors". *Grottes et scialets du Vercors*. Grenoble, Comité départemental de spéléologie de l'Isère. Tome 1, pp. 13-28.
- ARNAUD, H. (1981). "De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy)". Thèse d'Etat, *Géol. Alp.*, Grenoble, Mém. 11, 3 volumes, 804 p.
- ARNAUD, H. et ARNAUD-VANNEAU A. (1989). "Séquences de dépôt et variations du niveau relatif de la mer au barrémien et à l'Aptien inférieur dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (SE de la France)". *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t.V, n°3, pp. 651-660.

ATKINS, P. W. (1987). "Chaleur et désordre. Le deuxième principe de la thermodynamique", *Pour la science*, diffusion Belin.

ATKINSON, T. C. (1977). "Carbon dioxide in the atmosphere of the unsaturated zone : an important control of ground water hardness in limestones." *Journal of Hydrology* 35, pp. 111-123.

ATKINSON, T. C. (1980). "Discussion of "Palaeokarst phenomena in the carboniferous limestone of Anglesey, North Wales" by D.J. Baughen and P.T. Walsh." *Trans. British Cave Research Assoc.* 7/4, pp. 206-207.

ATKINSON, T. C. (1983). "Growth mechanisms of speleothems in Castleguard cave, Columbia Icefields, Alberta, Canada." *Arctic and Alpine Research* 15/4, pp. 523-536.

ATKINSON, T. C., R. S. HARMON, et al. (1977). "Radiometric dating of speleothems and cavern development in the Mendip Hills, England". *VII Intern. Congr. Speleol. Proc.*, Sheffield.

ATKINSON, T. C., R. S. HARMON, et al. (1978). "Palaeoclimatic and geomorphic implication of $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates on speleothems in Britain". *Nature*. V.272, pp. 24-28.

AUBERT, D. (1969). "Phénomènes et formes du karst jurassien." *Eclogae Geologicae Helvetiae* 62/2, pp. 325-399.

AUDRA, P. (1990). "Le karst du massif Moucherotte - Pic Saint-Michel". *Mémoire de DEA*, Institut de Géographie Alpine. Grenoble, Université J. Fourier, 109 p.

AUDRA, P. (1991). "Le karst du massif Moucherotte - pic Saint-Michel (Vercors, Isère, France)." *Karstologia* 18, pp. 19-28.

AUDRA, P. (1991). "Néotectonique à la grotte Vallier (Vercors, Isère, France)". *Première rencontre d'Octobre*, Paris, Spéléo-Club de Paris.

AUDRA, P. (1992). "Grosses galeries, trémies et néotectonique". *Seconde rencontre d'Octobre*, Chambéry, Spéléo-Club de Paris.

AUDRA, P. (1993). "Premières traces de glaciations du Pléistocène inférieur dans le massif des Alpes. Datation par paléomagnétisme de remplissages à la grotte Vallier (Vercors, Isère, France)." *C. R. de l'Académie des Sciences* 317, Série II, pp. 1403-1409.

AUDRA, P. (1994). "Karsts alpins. Genèse de grands réseaux souterrains. Exemples : le Tennengebirge

(Autriche), l'île Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France). Thèse d'Université. *Karstologie Mémoires*, n°5, 279 p.

AUDRA, P., J.-J. DELANNOY, et al. (1993). "Signification paléogéographique des réseaux perchés des Préalpes françaises du Nord. Exemples en Chartreuse et Vercors". *Travaux de l'U.R.A. 903*. Aix-en-Provence, Université de Provence.

B

BACHELIER, G. (1968). "Contribution à l'étude de la minéralisation du carbone des sols", *Mémoire ORSTOM*.

BACHELIER, G. (1968). "Problèmes relatifs à l'atmosphère du sol et utilisation possible d'un détecteur de gaz pour la mesure de sa teneur en gaz carbonique." *Cahier ORSTOM*, Pédologie 6/1, pp. 95-104.

BAENA, R., DELANNOY, J.J. et DIAZ del OLMO, F. (1996). "Geomorfología y paleomagnetismo : magnetosecuencia del Neógeno-Cuatrenario en las Cordilleras Béticas (Málaga, España)". *Dinamica y Evolución de Medios Cuaternarios*. Xunta de Galicia, pp. 203-218.

BAKALOWICZ, M. (1977). "Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle." *C. R. Académie des Sciences de Paris* 284. Série D, pp. 2463-2466.

BAKALOWICZ, M. (1979). "Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification". *Thèse d'Etat*, Laboratoire souterrain du CNRS. Moulis : 269 p.

BAKALOWICZ, M. (1980). "Un précieux informateur hydrogéologique : le système chimique CO_2 - H_2O - carbonates. Cristallisation, déformation, dissolution des carbonates". *Colloque Soc. Géol. Fr.*, Association Géol. du Sud-Ouest, Soc. Fr. Minéral. Cristall., Bordeaux.

BAKALOWICZ, M. (1988). "La formation des travertins : aspects géochimiques ; essai de synthèse et discussion". *Travaux de l'URA 903 n°XVII* : les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France. Aix-en-Provence, U.R.A. 903 du CNRS et A.T.P. PIREN, pp. 261-268.

BAKALOWICZ, M. (1988). "Le concrétionnement souterrain dans les grottes de Niaux-Lombrives et Sabart (Pyrénées ariégeoises) au cours du Quaternaire. Mise en évidence des facteurs favorables et défavorables". *Actes du XVI^e Congrès national de spéléologie*, Nancy-Metz

- 1985, *Spelunca Mémoires*. Paris, Fédération française de spéléologie. 14, pp. 109-112.
- BAKALOWICZ M. (1988). "Géochimie des sources carbonatées des Corbières et formation des travertins". *Travaux URA 903 du CNRS*, n° XVII, Aix-en-Provence, pp. 209-225.
- BAKALOWICZ M. (1992). "Géochimie des eaux et flux de matières dissoutes : l'approche objective du rôle du climat dans la karstogénèse". *Karst et évolutions climatiques*, Presses universitaires de Bordeaux, pp. 61-76.
- BAKALOWICZ, M. et A. MANGIN (1980). "L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification." *Société Géologique de France*, Mémoire hors série, 11, pp. 71-79.
- BAKALOWICZ, M., P. SORRIAUX, et al. (1984). "Quaternary glacial events in the Pyrénées, from U-series dating of speleothems in the Niaux-Lombrives-Sabart caves, Ariège, France." *Norsk Geogr. Tidsskr.* 38, pp. 193-197.
- BAKER, A., P. L. SMART, et al. (1993). "Annual growth bandings in a cave" stalagmite. *Nature*. 364, pp. 518-520.
- BALLAIS J.L., 1981. "Recherches géomorphologiques dans les Aurès (Algérie)". *Thèse Paris*. 528 p.
- BALLESIO, R. (1972). "Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien". *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 53, 333 p.
- BARBIER, J.L. (1972). "Etude hydrogéologique de la haute-vallée de la Vernaion". *Thèse de 3^e Cycle*, Grenoble, 135 p.
- BASTIN, B. (1978). "L'analyse pollinique des stalagmites : une nouvelle possibilité d'approche des fluctuations climatiques du Quaternaire." *Ann. Soc. Géol. Belg.* 101, pp. 13-19.
- BASTIN, B. (1980). "L'apport des études palynologiques réalisées en Belgique pour l'établissement d'une chronostratigraphie du Quaternaire de l'Europe occidentale. Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes", *Suppl. Bull. AFEQ*. 1, pp. 174-179.
- BASTIN, B., C. DUPUIS, et al. (1977). "Preliminary results of the application of quaternary geological methods to speleogenetic studies of a Belgian cave". *7th International Speleological Congress*, Sheffield, England.
- BASTIN, B., C. DUPUIS, et al. (1982). "Etude microstratigraphique et palynologique d'une croûte stalagmitique de la Grotte de la Vilaine Source (Arbre, Belgique) : méthodologie et premiers résultats." *Revue Belge de Géographie* 106/1, pp. 109-120.
- BATTLE A., MANTECON R., MARTIN M., NAVARRO R., TOSADO J. A. (1986). "Las aguas subterráneas en la Provincia de Cádiz". *Agua en Andalucía*. Actas del II Simposio sobre el Agua en Andalucía. Granada. pp. 261-272.
- BAULIG, H. (1950). "Les concepts fondamentaux". *Essais de Géomorphologie*, Les Belles Lettres. pp. 31-42.
- BAZILE-ROBERT E., SUC J.P., VERNERT J.L. (1980). "Les flores méditerranéennes et l'histoire climatique depuis le Pliocène". *Naturalia monspeliensia* n° hors série, pp. 33-40.
- BENKHELIL J. (1976). "Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiques". *Thèse 3^e Cycle*. Nice, 320 p.
- BEAULIEU de, J.-L. (1984). "Quaternaire : cadre paléoclimatique". *Synthèse géologique du Sud-Est de la France*. BRGM. Mémoire n°125, pp. 567-569.
- BEAULIEU de, J.-L. and G. MONJUVENT (1985). "Données actuelles sur la formation interglaciaire de Pompillon (Pléistocène moyen), val de Lans-en-Vercors (Isère, France)". *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* 2-3, pp. 75-83.
- BERGER, A. L. (1978). "Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements." *Quat. Res.* 9, pp. 139-167.
- BERGER, A. L. (1978). "Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes." *J. Atmosph. Sci.* 35, 2367 p.
- BERGER, W. H. (1982). "Deep sea stratigraphy : Cenozoic climate stages and the search for chemoclimatic feedback". *G. Einsede and A. Seilacher*.
- BESSEDIK M., 1985. "Reconstitution des environnements miocènes des régions nord-ouest méditerranéennes à partir de la palynologie". *Thèse, Montpellier*, 162 p.
- BINI, A. (1977). "The development of Bisbino Mt hypogean karstic system in correlation with the paleogeographical evolution of the region". *Proc. 7th Int. Congr. Spel. Sheffield*, pp. 38-45.
- BINI, A. (1994). "Rapports entre la karstification périméditerranéenne et la crise de salinité du Messinien".

Karstologia 23, pp. 33-53

BINI A., CITA, M.B. et GAETANI, M. (1978). "Southern Alps Lakes : Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment". *Mrine Geology*, 27, pp. 271-288.

BINI, A., J.-J. DELANNOY, et al. (1989). "Générations de cavités karstiques dans les chaînes alpines s.l." *C.R. Académie des Sciences de Paris* 309, Série II/11, pp. 1183-1190.

BINI, A., Y. QUINIF, et al. (1992). "Les mouvements tectoniques récents dans les grottes du Monte Campo dei Fiori." *Karstologia* 19, pp. 23-30.

BINI, A. and A. UGGERI (1992). "Sédimentation en milieu périglaciaire : l'exemple de la grotte Shanghai (Monte Campo dei Fiori, Varese, Lombardie, Italie)". *Journées Pierre Chevalier*, Grenoble, Spéléo-Club de Paris.

BINTZ, P. (1994). "Du Tardiglaciaire à l'Holocène dans les Alpes du Nord, Approches chronostratigraphique, paléoclimatique et culturelle". *Thèse d'Etat*, Grenoble, 2 vol., 568 p.

BIQUAND, D. (1974). "L'aimantation rémanente naturelle des roches sédimentaires : ses propriétés, sa nature". *Conditions et limites d'une utilisation paléomagnétique*, Université Paris VI.

BIROT P. (1954). "Problèmes de morphologie karstique". *Ann. Géogr.* 63, pp. 161-192.

BIROT, P. (1955). "Les méthodes de la morphologie", *Presse Universitaire de France*.

BIROT P. (1966). "Le relief calcaire". *C.D.U. Paris*.

BIZON G. ET J.J., MONTENAT C., 1972. "Le Miocène terminal dans le Levant espagnol. (Alicante-Murcia)". *Rev.Inst.F.du Pétrole.*, 2, pp. 831-857.

BIZON G., MONTENAT C. (1975). "Définition biostratigraphique du Messinien". *C.R.Ac.Sc.*, T.281, série D, pp. 359-362.

BLACHE J. (1931). "Les massifs de la grande Chartreuse et du Vercors". *Allier*, Grenoble. 2 tomes.

BLANC, J. J. (1972). "Planchers stalagmitiques et remplissages anciens des grottes du massif de Marseilleveyre (B. du Rh.)." *Bull. Musée Anthropol. Préhist.* 12, pp. 5-41.

BLANC, J. J. (1992). "Spéléothèmes zonés et signaux

microclimatiques." *Bull. Mus. Anthropol. Préhist.* 35, pp. 5-35.

BLEAHU, M. (1982). "Relief carstic". Bucarest, *Albatros*. 320 p.

BLEAHU, M. D. (1974). "Morfologia carstică. Conditionarea geologică și geografică a procesului de carstificare". Bucarest, *Științifică*, 234 p.

BLUMBERG, P. N. et R. L. CURL (1974). "Experimental and theoretical studies of dissolution roughness." *Journal of Fluid Mech.* 65/4, pp. 735-751.

BLUMENTHAL M. (1931). "Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et les zones limitrophes (Andalousie)". *B.S.G.F.*, N°5, I, pp. 23-94.

BLUMENTHAL M. (1933). "Sur les relations tectoniques entre les zones bétiques, subbétiques et pénibétiques du Sud-Ouest de l'Andalousie". *C.R.Ac.Sc.*, T. 197, pp 1138-1139.

BLUMENTHAL M. (1933). "Geologie der Berge um Ronda". *Ecl.geol.Helv.*, XXVI, pp. 44-92.

BLUMENTHAL M. (1933). "Sur l'autochtonie du pénibétique dans la province de Cadix". *C.R.Ac.Sc.*, T. 197, pp. 1668-1670.

BLUMENTHAL M. (1936). "Le matériel stratigraphique du double pli gaditan (Andalousie)". *B.S.G.F.*, N°5, VI, pp. 511-537.

BLUMENTHAL M. (1949). "Estudio geológico de las cadenas costeras al Este de Malaga, entre el rio Guadalhorce y el rio Verde". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, LXII, pp. 11-203.

BOCQUET, F. (1983). "Approche de la géomorphologie de la partie nord de la chaîne des Aravis". *Mémoire de Maîtrise*, Institut de Géographie Alpine. Grenoble, Université Joseph Fourier, 167 p.

BOCQUET, J. (1966). "Le Delta de Voreppe : Etude des Faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble." *Géologie Alpine*, Grenoble 42, pp. 53-75.

BÖGLI, A. (1964). "Corrosion par mélange des eaux." *International Journal of Speleology* 1/1-2, pp. 61-70.

BONNEFONT, J. C. (1972). "La Crête : étude morphologique", Université de Paris IV, Service de reproduction des Thèses, Université Lille III, 845 p.

BONNET, M. (1979). "Etude par modèles mathématiques des écoulements en milieu karstique,

application au karst de l'Hortus", *Service Géologique National*.

BOMER B. (1978). "Le bassin de l'Ebre et ses bordures montagneuses. Etude géomorphologique". *Thèse Caen*, 662 p.

BOTTNER, P. (1972). "Evolution des sols en milieu carbonaté. La pédogenèse sur roches calcaires dans une séquence bioclimatique méditerranéo-alpine du sud de la France", *Sciences Géologiques*, Mémoire.

BOURGIN, A. (1946). "La Luire et la Vernaison souterraine (Vercors)". *An. Spéléo.* 1, pp. 31-42.

BOURGOIS J. (1978). "La transversale de Ronda. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar". *Thèse. Ann. Sc. Un. de Besançon. Géologie*, 445 p.

BOURGOIS J., CHAUVE P. (1971). "Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques sur les sierras de Lagarin et de Malaver (Cadix -Malaga)". *B.S.G.F.*, 7, XIII, pp. 321-327.

BOURGOIS J. et CHAUVE P. (1971). "Le corridor de Boyar et ses abords, leur place dans l'Ouest des Cordillères Bétiques". *Rev. Géol. Phys. Géol. Dyn.* vol XIII, fasc 5, pp. 463-488.

BOURGOIS J., CHAUVE P., PEYRE Y. (1972). "Les phénomènes tectono-sédimentaires dans l'Ouest des Cordillères Bétiques depuis l'Aquitainien". *Ann. Sc. de l'Univ. Besançon, Géologie.*, 3, 17, pp. 97-112.

BOURGOIS J., CHAUVE P., PEYRE Y. (1973). "Trame de l'histoire post-aquitainienne des Cordillères Bétiques occidentales". *C.R. Ac. Sc.*, T. 276, Série D, pp. 1393-1396.

BOUSQUET B. (1974). "La Grèce occidentale. Interprétation géomorphologique de l'Epire, de l'Acarnanie et des Iles ioniennes". *Thèse, Paris*, 585 p.

BOUSQUET B. (1984). in *La Mobilité des paysages méditerranéens. R.G.P.S.O. Toulouse. Travaux II*, pp. 279-301.

BOUSQUET J.C., MONTENAT C. (1974). "Présence de décrochements nord-est plio-quaternaires dans les Cordillères Bétiques orientales. Extension et signification". *C.R. Ac. Sc. Paris*, t 278, pp. 2617-2620.

BOUSQUET J.C., PHILIP H. (1975). "Observations micro-tectoniques sur la compression nord-sud quaternaire des Cordillères Bétiques orientales". *Bull. Soc. Géol. Fr.* n°3, pp. 711-724.

BOUSQUET J.C., DUMAS B., MONTENAT C. (1975).

"L'accident de Palomares : décrochement seneste du bassin de Vera (Cordillères Bétiques orientales)". *Cuad. Geol. Granada*. 6, pp. 113-119.

BOUSQUET J.C., PHILIP H. (1976). "Observations tectoniques et microtectoniques sur la distension plio-pléistocène ancien dans l'Est des Cordillères Bétiques". *Cuad. Geol. Granada*. 7.

BOUSQUET J.C. et GROUPE DE RECHERCHE NEOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR (1977). "L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran". *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 1977, t. XIX, n°3, pp. 575-614.

BRAVARD, Y. (1963). "Le Bas-Dauphiné. Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin", *Thèse d'Etat*, Grenoble, 504 p.

BRAVARD, Y. (1969). "Erosion et remplissage quaternaires dans l'Est du Bas-Dauphiné." *Revue de Géographie Alpine* 57/3, pp. 471-474.

BROECKER, W. S. et E. A. OLSON (1960). "Radiocarbon measurements and annual rings in cave formations". *Nature* 185, pp. 93-94.

BRUNET, P. (1970). "Les phénomènes de discontinuités en géographie." *Mém. et Doc. du CNRS*.

BUTZER K.W., FRANZLE O., 1959. "Observations on Pré-Würm glaciations of the Iberian Peninsula". *Zeitsch. für Geomorph.*, N.F., 3, 1, pp. 85-97.

BULLON J.A., 1983. "La Cueva de la Pileta". *IPEK. Berlin*, 1974-1979 n° 24, pp. 27-36

C

CABIDOCHÉ, Y. M. (1979). "Contribution à l'étude des sols en haute montagne". Thèse Montpellier, *Université des Sciences et Techniques du Languedoc*, 152 p.

CADET J.P., FOURNIQUET J., GIGOUT M., GUILLEMIN M., PIERRE G., 1978. La néotectonique des littoraux de l'Arc de Gibraltar et des pourtours de la mer d'Alboran. *Quaternaria* pp. 185-201.

CABROL, P. (1978). "Contribution à l'étude du concrétionnement carbonaté des grottes du sud de la France : morphologie genèse diagenèse". *CERGA Montpellier*, 275 p.

CAILLEUX, A. et J. TRICART (1959). "Initiation à l'étude des sables et des galets". Paris, *SEDES* impr.

- CALLOT, Y. (1978). "A propos des plateaux ardéchois : karst. Rapports fond-surface et évolution des paysages calcaires". *Thèse de 3^e cycle*, Univ. Reims, 384 p.
- CAMPY, M. (1982). "Le Quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique", *Thèse d'Etat*, Université de Besançon, 557 p.
- CANTILLANA, R., Y. QUINIF, et al. (1986). "Uranium-thorium dating of stalagmites applied to study the Quaternary of the Pyrénées (France) : the example of the "Gouffre de la Pierre Saint-Martin". *Chemical Geology* 57, pp. 137-144.
- CARO, P. (1965). "La chimie du gaz carbonique et des carbonates et les phénomènes hydrogéologiques karstiques." *Chron. Hydrogéol.* 7, pp. 51-77.
- CHABOT, G. (1927). "Les plateaux du Jura Central, étude morphogénique." *Thèse d'Etat*, Strasbourg, 350 p.
- CHAMUSSY, H. (1989). "A propos de la spécificité des espaces de montagne, fugue épsitémologique". *Revue de Géographie Alpine*, t.27, pp. 243-257.
- CHAMUSSY, H. (1996). "Réflexions sur la formation des concepts en géographie". *VII. Colloque sur les didactiques de l'histoire, de la géographie...* Concepts, Modèles, Raisonnements, Paris. 9 p.
- CHARDON, M. (1975). "Observations sur la formation des versants régularisés ou versants de Richter". Symposium sur les versants en Pays Méditerranéens, Aix-en-Provence, *C.E.G.E.R.M.*
- CHARDON, M. (1982). "Les glaciations quaternaires. Leur influence sur le relief karstique des Préalpes, Vercors et Chartreuse." *Revue de Géographie Alpine* 70 /3, pp. 204-214.
- CHARDON, M. (1989). "Les karsts de l'avant-pays alpin au nord des Alpes occidentales françaises : le creusement glaciaire des réseaux souterrains", *Karstologia* 13, pp. 21-31.
- CHAUVE P. (1967). "Etude géologique du Nord de la Province de Cadix (Espagne méridionale)". *Memorias del I.G.M.E.* T. LXIX.
- CHAUVE P. (1969). "Les rapports du Subbétique et du Pénibétique dans la Serranía de Grazalema". *Bol. Geol. Min.*, LXXXIII, pp. 218-230.
- CHAUVE P. et DIDON J. (1960). "Rapports entre les zones subbétiques et le flysch à l'Est d'Alcala de los Gazules (Cadix)". *C.R.Ac.Sc.*, T.251, pp. 752-754.
- CHEVALIER, P. (1994). "Distinctions morphologiques entre deux types d'érosion souterraine." *Revue de Géographie Alpine* 32, pp. 475-486.
- CHOPPY, J. (1987). "Oblitération d'un conduit par néotectonique." *Karstologia* 9, pp. 59.
- CHOPPY, J. (1991). "Notions élémentaires sur le creusement des grottes". *Première rencontre d'Octobre*, Paris, Spéléo-Club de Paris.
- CHOPPY, J. (1992). "Actions conjointes de facteurs tectoniques". *Synthèses karstiques*. Paris, Choppy.
- CITA, M.B. (1971). "Stratigraphie du Néogène dans les fonds marins de la Méditerranée. Ve Congrès du Néogène méditerranéen. Lyon. *Mem. du B.R.G.M.* N° 78, T.I, pp. 387-397.
- CITA, M.B. (1980). "Quand la Méditerranée était asséchée". *La Recherche*, N° 170, pp. 26-35.
- CLAUZON G. (1980). "Révision de l'interprétation géodynamique du passage Miocène-Pliocène dans le bassin de Vera (Espagne méridionale)". *Riv. Ital. Paleont.*, vol.86, N°1, pp. 203-214.
- CLAUZON, G. (1982). "Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du *dessicated deep-basin model*," *Bull. Soc. Geol. France*, 7, XXIV,3, pp. 597-610
- CLAUZON, G. (1994). "Morphogénèse néogène du Midi méditerranéen français". *Morphogénèse cénozoïque de l'Europe de l'Ouest*, Livre 1, p.7
- CLAUZON, G. (1996). "Limites de séquences et évolution géodynamique", *Géomorphologie*, 1, pp. 3-22
- CLAUZON, G., J.-P. AGUILAR, et al. (1989). "Relation temps-sédimentation dans le Néogène méditerranéen français." *Bulletin de la Société Géologique de France* 8, tome V(2) : pp. 361-372.
- CLAUZON, G., AGUILAR, (J.P.) et al., (1990), "Genèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas Dauphiné". *Travaux de l'U.R.A.* 903 du C.N.R.S., 19, 78 p.
- CLAUZON, G., RUBINO, J.L. (1992), "Les Gilbert delats pliocènes du Golfe du Lion et de Ligurie". *Livret Guide de l'Excursion de l'A.S.F.*, 127 p.
- COLLIGNON, B. (1983). "Spéléogénèse hydrothermale dans les Bibans (Atlas tellien, Algérie)", *Karstologia* 2, pp. 45-54.
- CORBEL, J. (1957). "Karsts haut-alpins." *Revue de Géographie de Lyon* XXXII/2, pp. 135-158.

- CORBEL, J. (1957). "Les karsts du nord-ouest de l'Europe". *Mem. Doc. Inst. Et. Rhodaniennes*. Univ. Lyon, 12, 531 p.
- CORBEL, J. (1959). "Erosion en terrain calcaire (vitesse d'érosion et morphologie)". *A.d.G.* 366, pp. 97-120.
- CORBEL, J. and R. MUXART (1970). "Karsts des zones tropicales humides." *Zeitschrift für Geomorphologie / Annales de Géomorphologie* 14 /4, pp. 411-474.
- COUDE GAUSSEN G. (1981). "Las serras da Peneda et do Geres. Etude géomorphologique". *Mem. Centro Est. Geogr.* Lisboa. 5, 254 p.
- COUVREUR G. (1981). "Essai sur l'évolution morphologique du Haut Atlas central calcaire (Maroc)". *Thèse, Strasbourg*, 880 p.
- CRUZ SAN JULIAN J. (1974). "Estudio geologico del sector Cañete la Real - Teba -Osuna". *Thèse Granada*. 431 p.
- CRUZ SAN JULIAN J., OLORIZ F., SEQUERIOS L. (1973). "El Jurásico superior entre el Torcal de Antequera y Cañete la Real (Cordilleras béticas)" *Cuad. Geol.*, IV,4, pp. 5-14.
- CURL, R. L. (1966). "Scallops and flutes." *Trans. Cave Research G.B.*(7), pp. 121-160.
- CURL, R. L. (1972). "Minimum diameter stalactites." *National Speleological Society Bulletin* 34, pp. 129-136.
- CURL, R. L. (1974). "Deducing flow velocity in cave conduits from scallops." *N.S.S.Bull.* 36/2, pp. 1-5.
- CVIJC, J. (1918). "Hydrographie souterraine et évolution du karst." *Recueil des travaux de l'Institut de Géographie Alpine* 6, pp. 1-56.
- CVIJC, J. (1925). "Types morphologiques des terrains calcaires". *C.R.Ac.Sc.*180, 592, pp. 375-426.
- CVIJC, J. (1960). "La géographie des terrains calcaires". *Acad. Serbe des Sc. et Arts. Monogr. CCCXLI, CL Sc. Mat. et Nat.* 26, 212 p.
- DAVEAU S. (1984). "L'époque glaciaire au Portugal : Problèmes méthodologiques". *Com. Jornadas de Estudo-Norte de Portugal*, Porto. pp. 23-34
- DAVEAU S. (1986). "Signification paléoclimatique du modelé glaciaire et périglaciaire Quaternaire au Portugal". *Yhèse*, 450 p.
- DAVIS, W.M. (1930). "Origin of limestone caverns". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, pp. 475-628.
- DEBARBIEUX, B. (1990). "Chamonix -Mont Blanc- Les coulisses de l'aménagement". *Press. Univ. de Grenoble*, 176 p.
- DEBARBIEUX, B. et DELANNOY, J.J. (1992). "Les représentations paysagères et représentations médiales des montagnes calcaires : le touriste, le paysage et les éléments". *Revue de Géog. Alpine* N° hors série, Coll. Ascendances, pp.63-78.
- DELANGE, P. (1995). "Etude de la néotectonique dans l'endokarst. L'exemple de la moyenne vallée de la Durance". *Mémoire de D.E.A.*, Aix-en-Provence, 136 p.
- DELANNOY, J.-J. (1981). "Le Vercors septentrional : le karst de surface et la karst souterrain". *Thèse de 3^e Cycle*, Institut de Géographie Alpine. Grenoble, 537 p.
- DELANNOY, J.-J. (1983). "Le complexe souterrain du plateau du Sornin (Vercors, France), le gouffre Berger et le scialet de la Fromagère." *Karstologia* 2, pp. 3-12.
- DELANNOY, J.-J. (1984). "Le Vercors, un massif de la moyenne montagne alpine." *Karstologia* 3, pp. 34-35.
- DELANNOY, J.-J. (1991). "Vercors, histoire du relief. Carte géomorphologique commentée. Lans-en-Vercors", *C.P.I.E. et Parc Naturel Régional du Vercors*, 45 p
- DELANNOY, J.J. (1991). "Contribution des grands réseaux souterrains à la compréhension karstogénique de la Serranía de Grazalema (Andalouise, Espagne)". *Acta Carsologia*, t. XX, Ljubljana, pp. 51-76.
- DELANNOY, J.-J. (1992). "Apport de l'endokarst dans la reconstitution morphogénique d'un karst. Exemple de l'antre de Vénus (Vercors, France)". *Travaux de l'U.R.A.* 903. Aix-en-Provence, Université de Provence. XX, pp. 47-60.
- DELANNOY, J.J. (1992) : "Les apports de la karstologie dans la définition morphogénique d'un massif montagnard méditerranéen (exemple de la Sierra des Las Nieves, Andalousie, Esp.)". *Karst et évolutions climatiques*, Presses universitaires de Bordeaux, pp. 153-175.

D

- DAGOGNET, F. (1977). "Une épistémologie de l'espace concret. Néo-géographie". *Librairie Philosophique J. Vrin*, Paris, 223 p.
- DAVEAU S. (1973). "Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal". *Finisterra* 15, pp. 5-47.

- DELANNOY J.J., DIAZ DEL OLMO F. (1986). "La Serranía de Grazalema (Cadiz-Málaga)". *Karstologia Mémoires N°1*, pp. 55-70.
- DELANNOY J.J. et GUENDON J.L. (1986). "La sierra de las Nieves (Málaga). La Sima GESM. Etude géomorphologique et spéléologique". *Karstologia Mémoire*, n° 1, pp 71-85.
- DELANNOY, J.-J., P. HOLLIGER, et al. (1986). "Les apports du chronomètre géologique ^{234}U - ^{230}Th dans la karstologie de la Grande Moucherolle - Rochers de la Balme (Vercors)." *Karstologia* 7, pp. 11-20.
- DELANNOY J.J., GUENDON J.L., et al. (1987). "Reconocimiento biofísico de espacios naturales de Andalucía : la Serranía de Grazalema y la Sierra de las Nieves". *Pub. Junta de Andalucía y Casa de Velázquez*, Sevilla, 50 p. y dos mapas.
- DELANNOY, J.-J., J.-L. GUENDON, et al. (1988). "Les remplissages spéléologiques : un apport à la connaissance de la karstogenèse du massif des Coulmes (Vercors, France)." *Annales de la Société géologique de Belgique* 111, pp. 21-38.
- DELANNOY J.J., DIAZ DEL OLMO F. et PULIDO BOSH G.A. (1989). "Livret guide de la réunion franco espagnole sur les karsts méditerranéens d'Andalousie occidentale". Sévilla, 218 p.
- DELANNOY J.J., GUENDON J.L., QUINIF Y. (1989). "Datations de travertins : les exemples de Meyrargues et de Tolox". *Spéléochronos* n° 1, Pub. CERAK, Mons, Belgique, pp 29-38.
- DELANNOY, J.J., GUENDON, J.J., QUINIF, Y., ROIRON, P. (1993). "Formaciones travertínicas del piedemonte mediterráneo de la Serranía de Ronda "(Málaga). *Cuad. de Geogr.* 54, pp. 189-222.
- DELANNOY, J.J. et ROVERA, G. (1996). "L'érosion dans les Alpes occidentales : Contribution à un bilan des mesures et des méthodes". *Rev. Géog. Alpine*. 2, T. 84, Grenoble, pp.85-101.
- DEMARCO, G. (1962). "Etude stratigraphique du Miocène rhodanien". Paris, Faculté des Sciences de Paris et *Mém. BRGM*.
- DEMARCO G. (1971). "Base de nos connaissances sur le Miocène de la vallée du Rhône". *Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon*, h.sér. 3-19
- DEPAPE, G. (1922). "Recherches sur la flore Pliocène de la vallée du Rhône". Paris, *Masson*.
- DERRUAU, M. et coll., (1996). "Composantes et concepts de la géographie physique". *Armand Colin*, Paris, 254 p.
- DEWAN, E. M. and R. SHAPIRO (1991). "Are sunspot-weather correlations real ?" *Jour. of Atmos. and terr. Physics* 53/1-2, pp. 171-174.
- DIAZ J.L., GARRIDO J. (1986). "Hidroquímica de los manantiales de las Sierras del Pinar". *Agua en Andalucía*. Actas del II Simposio sobre el Agua en Andalucía. Granada. pp. 305-318.
- DIAZ DEL OLMO F. (1981). "Planteamientos para el análisis geomorfológico de la Sierra del Tablón (Sevilla)". *Est. Geograf.* n°164, pp. 325-330.
- DIAZ DEL OLMO F., RUBIO RECIO J.M. (1984). "Rasgos geomorfológicos de la vertiente septentrional de la Sierra del Pinar (Cadiz)". *Est. Geograf.* XIV, n°175, pp. 175-192.
- DIAZ DEL OLMO F. (1986). "Vertientes periglaciales con encostramientos calcáreos del Subbético Externo occidental (Cadiz-Sevilla)". *Bol.Geol.Min.*, T. XCVII-III, 323-327, pp.55-59.
- DIAZ DEL OLMO F., VALLESPI E., ALVAREZ DG. (1986). "Formations superficielles détritiques et séquences paléolithiques du bas-Guadalquivir". *Méditerranée* n°3, pp. 61-65.
- DIAZ DEL OLMO F., VALLESPI E. (1988). Evolución geomorfológica, secuencia paleolítica y geoarqueología reciente del sistema fluvial del bajo Guadalquivir". *Reunion A.E.QUA. Libro-Guia*. pp. 37-64.
- DIAZ DEL OLMO F. (1989). "Terrazas del Guadalete". *Libro Guia de las Jornadas de Campo Geografía Física (Bahía de Cadiz- Guadalete- Grazalema)*. pp.89-91.
- DIDON J. (1969). "Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale)". *Thèse Paris*. 539 p.
- DIDON J. (1973). "Présence d'un niveau à Miogypsiniés dans les flyschs d'Algéciras (Espagne méridionale). Conséquences paléogéographiques et structurales". *C.R.Ac.Sc.*, pp. 40-41
- DIDON J. (1960). "Le flysch gaditan au Nord et Nord-Est d'Algéciras (Cadix)". *B.S.G.F.*, 7, II, pp. 352-361.
- DIDON J., DURAND DELGA M., FONTBOTE J.M., MAGNE J., et PEYRE Y. (1961). "El Oligoceno superior del Bético de Málaga". *Notas y Com.I.G.M.E.*, N°61, pp. 115-130.

- DONZEAU, M., GAMOND, J.F., et MUGNIER J.L. (1993). "Evolution latérale et amortissement d'un structure chevauchante, un exemple du Nord Vercors". *C.R.Acad. Sci. Paris*, t 317, Serie II, pp. 1675-1682.
- DRESCH J. (1941). "Recherches sur l'évolution du relief dans le massif Central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous". *Thèse, Paris*, Tors, 708 p.
- DREYBRODT, W. (1980). "Deposition of calcite from thin films of natural calcareous solutions and the growth of speleothems." *Chem. Geol.* 29, pp. 80-105.
- DREYBRODT, W. (1981). "The kinetic of calcite precipitation from thin films of calcareous solutions and the growth of speleothems : revisited." *Geology* 32, pp. 237-245.
- DREYBRODT, W. (1988). "Processes in karst systems. Physics, chemistry and geology". Berlin, *Springer-Verlag*.
- DROGUE, C. (1969). "Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques, d'après l'exemple de quelques karst périméditerranéens". *Thèse Doct. Sc. Nat. Univ. Montpellier*, 462 p.
- DUBOIS M. (1971). "Etude géologique des environs d'Ubrique (Province de Cadix, Espagne)". *Thèse, Paris* 3^e Cycle, 114 p.
- DUBOIS M., MAGNE J. (1972). "Présence de Burdigalien dans la région d'Ubrique (Cadix- Espagne)". *Ann. Sc. de l'Université de Besançon*, 31^{ème} série, fasc. 17, pp. 113-116.
- DUBOIS, P., SORRIAUX, P., SOUDET, H.J., (1993). "Rospo Mare (Adriatique) : un paléokarst pétrolier du domaine méditerranéen". *Karstologia*, 21, pp. 31-42.
- DUCHADEAU-KERVAZO, C. et B. KERVAZO (1983). "Confrontation de plusieurs types de courbes climatiques et corrélations avec quelques dépôts du Quaternaire récent." *Bulletin de l'A.F.E.Q.* 20^e année (13), pp. 25-38.
- DUFAURE, J.-J. (1975). "Le relief du Péloponnèse", *Thèse d'Etat*, Université de Paris IV, 1422 p.
- DUFAURE J.J. (1977). "Néotectonique et morphogénèse dans une péninsule méditerranéenne : Le Péloponnèse". *R.G.P.G.D.*, 19, pp. 27-58.
- DUMAS B. (1977). "Le Levant espagnol. La genèse du relief". *Thèse d'Etat, Paris*. 520 p.
- DUMAS B. (1984) . "Formes de relief associées aux failles décrochantes" in *La Mobilité des paysages méditerranéens. R.G.P.S.O. Toulouse. Travaux II*, pp. 97-106.
- DUMAS B., GUEREMY P., LHENAFF R., RAFFY J. (1977). "Géomorphologie et Néotectonique dans la région d'Almería (Espagne)". *Trx R.C.P.* 461 pp. 123-170.
- DÜRR S. (1967). "Geologie der Serrania de Ronda und ihrer Südwestlichen Ausläufer (Andalusien)". *Geol. Romana*, VI ; pp. 1-73.
- DURAND DELGA M., LAMBERT A. (1955). "Existence d'un flysch scisto-gréseux tithonique et néocomien aux abords des massifs anciens kabyles". *C.R.Somm. S.G.F.*, pp. 201-204.
- DURAND DELGA M., FOUCAULT A. (1967). "La Dorsale Bétique, nouvel élément paléogéographique et structurale des Cordillères bétiques". *B.S.G.F.* ,7, IX, pp. 723-728.
- DURAND DELGA M. (1968). "Coup d'œil sur les nappes malaguides des Cordillères Bétiques" *C.R.Ac.Sc.*, T.266, série D., pp. 190-193.
- DURAND DELGA M., DIDON J., FOUCAULT A., PAQUET J. (1970). "Dorsale bétique. Données nouvelles sur la géologie des Cordillères Bétiques". *Ann.Soc.Geol.Nord*, T.XC, 4, pp. 382-384
- DURAND DELGA M. (1973). "Hypothèses sur la genèse de la courbure de Gibraltar". *B.S.G.F.*,7,XV, pp. 119-120.
- DURAND DELGA M. (1980). "La Méditerranée occidentale : étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci". *Livre Jubilaire Soc.Geol.Frce.* ,Mem h.s. N° 10, pp. 203-224.

E

- EK, C. (1964). "Note sur les eaux de fonte des glaciers de la Haute-Maurienne, leur action sur les carbonates." *Revue Belge de Géographie* 88, pp. 127-156.
- EK, C. (1969). "Abondance du gaz carbonique dans les fissures de grottes. 5^e Congrès International de Spéléologie, Stuttgart.
- EK, C. (1986). Les remplissages des grottes. Concrétions et dépôts détritiques. Aperçu synthétique. *Jornadas sobre el Karst en Euskadi*, San Sebastian. pp. 77-104
- EK, C. et M. GEWELT (1986). "Composition cationique de trois concrétions colorées de la grotte de Ramioul."

Bulletin des Chercheurs de Wallonie XXVII, pp. 37-47.

EK, C. et A. PISSART (1965). "Dépôts de carbonate de calcium par congélation et teneur en bicarbonate des eaux résiduelles." *Compte rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 260, pp. 929-932.

EK, C. et Y. QUINIF (1988). "Les sédiments détritiques de grottes : aperçu synthétique." *Annales de la Société Géologique de Belgique* 111/1, pp. 1-8.

ERASO, A. (1978). "Vision dialectique du processus de karstification, analyse critique du phénomène de dissolution". *Colloque le Karst : son originalité physique, son originalité économique*, Tarbes, Association des Géologues du Sud-Ouest.

ERASO A. (1986). "Aplicación del metodo de predicción de las direcciones de drenaje al karst de la Sierra de Líbar (Málaga)". *Agua en Andalucía*. Actas del II Simposio sobre el Agua en Andalucía. Granada. pp. 291-302.

ERHART, H. (1967). "La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et rhexistasie". Paris, Masson.

ESTEVEZ A., LOPEZ GARRIDO A., SANZ DE GALDEANO C.Y. (1976). "Estudio de las formaciones recientes en el sector del Nefratín (Guadix-Baza)". Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y mar d'Alboran. Actas. Granada.

F

FABRE, G. et R. MAIRE (1985). "Sur la morphogenèse karstique et glacio-nivale du Péloponnèse septentrional (Grèce)." *Compte rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 301, Série II (4), pp. 235-237.

FABRE, G. et J. NICOD (1978). "Niveaux de base actuels dans les principaux canyons du Languedoc oriental et des Plans de provenance." *International Journal of Speleology* 10, pp. 279-290.

FABRE, G. et J. NICOD (1982). "Modalité et rôle de la corrosion cryptokarstique dans les karsts méditerranéens et tropicaux." *Zeitschrift für Geomorphologie* 26/2, pp. 209-224.

FAURE MURET A., CHOUBERT G. (1975). "Proposition d'un nouveau modèle tectonique pour la Méditerranée occidentale". C.R.Ac.Sc., T.280, série D, pp. 1947-1950.

FLEYLFEL, M. (1979). "Etude hydrologique,

géochimique et isotopique des modalités de minéralisation du carbone dans la zone d'infiltration d'un aquifère karstique : le Baget (Pyr. Ariégeoises)". *Thèse Doct. Ing. Sc. Nat., Sc. Eau. Univ. P. et M. Curie*, Prais 6, 221 p.

FLORSHUTZ F., MENENDEZ-AMOR J., WIJMSTRA T.A. (1971). "Palynology of a thick quaternary succession in southern Spain". *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoeco.*, 10, pp. 233-264.

FORD, D. C., P. G. FULLER, et al. (1970). "Calcite precipitates at the soles of temperate glaciers". *Nature*. 226, pp. 441-442.

FORD, D. C., M. GASCOYNE, et al. (1983). "Speleothem dates and Pleistocene chronology in the Peak District of Derbyshire." *Trans. Brit. Cave Res. Assoc.* 10, pp. 103-115.

FORD, D. C. et P.-W. WILLIAMS (1989). "Karst geomorphology and hydrology". London, *Unwin Hyman*.

FORD, T. D. (1976). "Sediments in caves. The science of speleology". T. D. Ford and Cullingford. London, *Academic Press*, pp. 49-60.

FORTI, F., S. STEFANINI, et al. (1974). "Relazioni tra solubilità e carsificabilità nelle rocce carbonatiche del carso Triestino." *Atti e Mem. Comm. Grotte "E. Boegan"* 14, pp. 19-49.

FOURNEAUX, J.-C. (1976). "Les formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble." *Géologie Alpine* 52, pp. 31-72.

FOURNEAUX, J. C., J. L. BARBIER, et al. (1984). "Etude d'un aquifère en milieu fissuré par des traçages". *109^e Congrès National des Sociétés Savantes*, Dijon, pp. 19-49.

FOURNIGUET J., 1975. "Néotectonique et Quaternaire marin sur le littoral de la Sierra Nevada -Andalousie-" *Thèse 3^e Cycle*. Orléans. 234 p.

FOURNIGUET J., 1976. "Néotectonique de la partie orientale du Campo de Dahlias (Almería)". *4^e Réunion des Sciences de la Terre*, Paris. 177 p.

G

GAMS, I. (1973). "A new method of determining the rates of soil erosion in karst areas." *Stud. Geomorphol. Carpatho-balkan* 7, pp. 172-176.

GAMS, I. (1979). "International comparative study of limestone solution by means of standard tablets".

Symposium International sur l'érosion karstique, Aix-en-Provence-Marseille-Nîmes, Association Française de Karstologie.

GARNIER, J.-J. et al (1990). "Luire et Bournillon, spéléologie du synclinal médian du Vercors", Comité départemental de spéléologie de la Drôme, *L.S.D.* 7, pp. 5-89.

GARNIER, J.J. et Groupe Spéléologique Valentinois (1996). "Grotte de la Luire : 100 ans d'exploration". *Pub. du G.S.V.*, 303 p.

GARNIER, L. (1993). "Les crevaisons de la Luire", *Spéleo*, 14, pp. 4-6

GASCOYNE, M. (1977). "Trace element geochemistry of speleothems". *VII International Congress of Speleology*, Sheffield.

GASCOYNE, M. et D. C. FORD (1984). "Uranium series dating of speleothems, Part II. Results from the Yorkshire Dales and implications for cave development and quaternary climates." *Cave Science* 11/2, pp. 65-85.

GASCOYNE, M., H. P. SCHWARCZ, et al. (1980). "A paleotemperature record for the Mid-Wisconsin in Vancouver Island". *Nature*, pp. 474-476.

GENTY, D. (1992). "Les spéléothèmes du tunnel de Godarville (Belgique) : un exemple exceptionnel de concrétionnement moderne. Intérêt pour l'étude de la cinétique de précipitation de la calcite et de sa relation avec les variations d'environnement." *Spéléochronos* 4, pp. 3-29.

GENTY, D. (1993). "Intérêt des spéléothèmes comme enregistreur des environnements anciens et récents", 146 p.

GENTY, D. (1993). "Mise en évidence d'alternances saisonnières dans la structure interne des stalagmites. Intérêt pour la reconstitution des paléoenvironnements continentaux." *C.R. de l'Académie des Sciences de Paris* 317, Série II, pp. 1229-1236.

GENTY, D ; BASTIN B. ; EK C. (1994) "Nouvel exemple d'alternances de lamines dans une stalagmite (Grotte de Dinan, La Merveilleuse)", *Speleochronos*, 5, pp. 3-8

GEWELT, M. (1985). "Cinétique du concrétionnement dans quelques grottes belges : apport des datations ^{14}C et $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$." *Annales de la Société Géologique Belge* 108, pp. 267-288.

GEWELT, M. (1986). "Datations ^{14}C de concrétions de grottes belges : vitesses de croissance durant l'Holocène et implications paléoclimatiques". *New directions in karst.*

Proceed. Anglo-French Karst Symposium, Oxford, sept 1983. K. Paterson and M. Sweeting. Norwich, Geo Books, pp. 289-317.

GEWELT, M. et C. EK (1988). "Les concrétions carbonatées des grottes : aperçu synthétique." *Annales de la Société Géologique de Belgique* 111/1, pp. 9-20.

GEWELT, M. et E. JUVIGNÉ (1986). "Les "téphra de Remouchamps", un nouveau marqueur stratigraphique dans le Pléistocène supérieur daté par $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dans des concrétions stalagmitiques." *Annales de la Société Géologique Belg.* 109/2, pp. 489-497.

GEZE, B. (1965). "La spéléologie scientifique". *Seuil Edit.* Paris, 190 p.

GEZE, B. (1971). "Relations entre les phénomènes karstiques de surface et de profondeur." *Bulletin de l'Association des Géographes Français* 389-390, pp. 269-272.

Groupe Montagne Spéleo de Fontaine, Etienne J.M. (1986). "Le G.S.M. en Andalousie". *Scialet C.D.Spéleo.* Isère, n° 17, pp. 117-120.

GIDON, M. (1985). "Aperçu sur la constitution et la disposition des ensembles rocheux du massif de la Chartreuse et de chaînons satellites occidentaux". *Chartreuse souterraine*. Grenoble, Comité départemental de spéléologie de l'Isère, pp. 11-22.

GIGOUT M., CADET J.P., PIERRE G., 1974. "Sur le comportement de l'Arc de Gibraltar au Quaternaire récent d'après les déformations littorales". *2^e Réunion des Sciences de la Terre* (Nancy). 187 p.

GIGOUT M., CADET J.P., FOURNIGUET J., GUILLEMIN M., PIERRE G., 1977. "L'histoire tectonique récente de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran : la chronologie du Quaternaire". *B.S.G.F.* 7, t. 19, n°3, pp. 575-614.

GILLI, E. (1981). "La néotectonique dans les massifs karstiques". *Mém. de D.E.A.* Aix-en-Provence, Université de Provence, 18 p.

GILLI, E. (1984). "Recherche sur le creusement et la stabilité des grands volumes karstiques souterrains". *Laboratoire de Géologie Appliquée*, Université Aix-Marseille, 180 p.

GILLI, E. (1986). "Néotectonique dans les massifs karstiques, un exemple dans les Préalpes de Nice : la grotte des Deux Gourdes." *Karstologia* 8, pp. 50-52.

GIOT, P. (1943). "Observations sur l'extension et la

composition des terrains oligocènes dans le Royans (Isère et Drôme)." *C. R. Somm. Société Géologique de France*, pp. 52-54.

GIRARD, M. (1985). "L'échantillonnage pollinique en milieu archéologique et son intérêt." *Actes des Journées de Palynologie Archéologique*. Notes et Monographies Techniques.

GLANGEAUD L.. (1961). "Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quatérnaires. Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale". *Coll.Nat.C.N.R.S.*, Villefranche, pp. 125-165.

GLANGEAUD, L. (1962). "Les transferts d'échelle en géologie et géophysique." *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, IV/7, pp. 912-961.

GLANDSDORFF, P. et PRIGOGINE, I. (1971). "Structure, stabilité et fluctuations". *Masson* Paris, 288 p.

GONZALEZ, L. A., S. J. CARPENTER, et al. (1992). "Inorganic calcite morphology : roles of fluid chemistry and fluid flow." *Journal of Sedimentology and Petrology* 62/3, pp. 383-399.

GONZALEZ M.A., TERNERO M., USERO J., GRACIA I. (1986). "Estudio hidroquímico preliminar de la Cuenca Alta del río Guadalete". *Agua en Andalucía*. Actas del II Simposio sobre el Agua en Andalucía. Granada. pp. 347-360.

GORDON, D. and P. L. SMART (1984). "Comments on "Speleothems, travertines, and paleoclimates" by G.J. Hennig, R. Grün and K. Brunnacker." *Quaternary Research* 22, pp. 144-147.

GOSPODARIC, R. (1985). "On the speleogenesis of Divaska jama and Trhlovca cave." *Acta carsologica* XIII /1984, pp. 5-32.

GUDEFIN, H. (1976). "Recherches sur la géologie profonde de la fosse de Valence", *BRGM*.

GUENDON, J. L., J. N. SALOMON, et al. (1987). "Karstification sous couverture, comparaison entre karst tropical actuel et paléokarst." *Annales de Géographie* 537, pp. 557-563.

GUIGO, M., DAVOINE, P.A., et al. (1995). "Gestion de l'environnement et systèmes experts", *Masson*, Paris, 182 p.

H

HAKIM, B. (1982). "Recherches hydrologiques et hydrochimiques sur quelques karsts méditerranéens (Liban, Syrie, Maroc)". *Thèse d'Etat*, Institut de Géographie. Aix-en-Provence, 667 p.

HAKIM, B. (1984). "Nouvelle approche pour l'évaluation de la dissolution spécifique." *Karstologia* 4, 56 p.

HAQ, B. U. and W. B. FRANS (1987). "Geological time table". Amsterdam, *Elsevier*.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. (1987). "Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic". *Science*, 235, pp. 1156-1167.

HARMON, R. S. (1973). "CO₂ concentrations in some limestone soils of the eastern sierra Madre oriental, Mexico (Résumé)." *Nat. Speleol. Soc. Bull.* 35/1, 26 p.

HARMON, R. S. et R. L. CURL (1978). "Preliminary results on growth rate and paleoclimate studies of a stalagmite from Ogle Cave, New Mexico." *National Speleol. Soc. Bull.* 40, pp.25-26.

HARMON, R. S., D. C. FORD, et al. (1977). "Interglacial chronology of the Rocky and Mackenzie Mountains based upon ²³⁰Th-²³⁴U dating of calcite speleothems." *Canadian Journal Earth Science* 14/11, pp. 2543-2552.

HATZFELD D. (1976). "Etude de sismicité dans la région de l'Arc de Gibraltar". *Ann.Geophys.*, 32, pp. 71-85.

HENDY, C. H. (1971). "The isotopic geochemistry of speleothems. s.l. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimatic indicators." *Geochemica et Cosmochimica Acta* 35, pp. 801-824.

HILGEN, F. J. (1991). "Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implications for the Geomagnetic Time Scale." *Earth and planetary sciences letters* 104, pp. 226-244.

HILL, C. A. et P. FORTI (1986). "Cave Minerals of the world", *National Speleological Society*. 230 p.

HOEPPENER R., HOPPE P., MOLLAT H., MUCHOW S., DURR S. KOCKEL F. (1963). "Über den westlichen Abschnitt der Betischen Kordillere und seine Beziehungen zum Geasamtorogen". *Geol Rundschau*. 53, pp. 269-296.

J

JAKUCS, L. (1977). "Morphogenetics of karst regions (variants of karst evolution)". Bristol, Adam Hilger.

JAMES, J. (1980). "Water chemistry." Caves and karst of the Muller Range, *Speleological Research Council*, Broadway, pp. 101-102.

JEANNIN, P.-Y. (1990). "Néotectonique dans le karst du nord du lac de Thoune (Suisse)." *Karstologia* 15, pp. 41-54.

JEANNIN, P.-Y. (1991). "Mise en évidence d'importantes glaciations anciennes par l'étude des remplissages karstiques du réseau des Siebenhengste (chaîne bordière helvétique)." *Eclogae Geologicae Helveticae* 84/1, pp. 207-221.

JENNINGS, J. N. (1971). "Karst. An introduction to systematic geomorphology", *M.I.T. Press*.

JENNINGS, J. N. (1985). "Karst geomorphology". Oxford and New-York, *Basil Blackwell*.

JONHSON R.G. (1982). "Brunhes-Matuyama reserval dated at 790 000 years BP by marine -astronomical correlations". *Quat. Research.*, 3, pp.39-55.

JOUANNE, F. et MENARD, G. (1994). "Quantification des mouvements verticaux actuels du sud du Jura et des Apes nord-occidentales par comparaison de nivellements : première analyse". *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 319, série II, pp. 691-697.

JULIAN, M. (1992). "Quelques réflexions théoriques sur le karst". *Karst et évolutions climatiques*, Presses universitaires de Bordeaux, pp. 31-42.

K

KIRALI, L. (1968). "Eléments structuraux et alignement des phénomènes karstiques". *Bull. Soc. Neuchâteloise*, 91, pp. 126-146.

KIRCHMAYER, M. (1962). "Zur Untersuchung Rezenter Ooide." *N. Jb. Geol. Paläont. Abh* 114/3, pp. 245-272.

KLEIN (1985). "La notion de cycle en géomorphologie." *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique* 26/2, pp.45-107.

KOCKEL F. (1963). "Die geologie des Gebietes zwischen dem rio Guadalhorce und dem Plateau von Ronda" (Südspanien). *Geol.Jb*, 81, pp.413-480.

KORNPROBST J. (1971). "Le socle ancien polymétamorphique dans les zones internes de la partie occidentale des chaînes bético-rifaines : similitudes pétrographiques et constance des directions tectoniques anté-alpines de part et d'autre du Détroit de Gibraltar". *C.R.Ac.Sc.*, T 272, série D, pp. 1204-1207.

KORNPROBST J., DIDON J., DURAN DELGA M. (1973). "Homologies géologiques entre les deux rives du Détroit de Gibraltar". *B.S.G.F.*, 7, XV, pp.77-105.

KUNAVAR, J. (1979). "Some experiences in measuring the surface karst denudation in high alpine environment". *Symposium International sur l'érosion karstique*, U.I.S., Aix-en-Provence / Marseille / Nîmes, Association Française de Karstologie.

L

LAGMANI, A. (1986). "Les vagues d'érosion". Mémoire de D.E.A. Géophysique, Grenoble. 54 p.

LAMOUREUX, M. (1974). "Le karst libanais, sols de karst et altérations des roches carbonatées". *Mém. et Doc.*, 15, *Phénomènes karstiques*, 2, pp. 15-26.

LANG, S. (1977). "Relationship between world-wide karstic denudation (corrosion) and precipitation". *7th International Speleology Congress*, Sheffield.

LATHAM, A. G., H. P. SCHWARCZ, et al. (1986). "Secular variation of Earth's magnetic field from 18.5 to 15.0 ka BP, as recorded in a Vancouver Island stalagmite." *Canadian Journal of Earth Science* 24, 1235-1241.

LATHAM, A. G., H. P. SCHWARCZ, et al. (1979). "Paleomagnetism of stalagmite deposits". *Nature* 280, pp. 383-385.

LATHAM, A. G., H. P. SCHWARCZ, et al. (1982). "The paleomagnetism and U-Th dating of three Canadian speleothems : evidence for the westward drift, 5.4-2.1 ka B.P." *Canadian Journal of Earth Sciences* 19, pp. 1985-1995.

LATREILLE, G. (1969). "La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes". *Doc um. Lab. Géol. Fac. Sc Lyon*, 33, 254 p.

LAUTENSACH H. (1964). "Die Iberische Halbinsen". Munich.*Keysersche Verlag*, 814 p.

LEGER, M. (1980). "Problèmes stratigraphiques au Nord des Alpes. Problèmes de stratigraphie Quaternaire en France et dans les pays limitrophes." *Bulletin AFEQ(Supp n°1)* : pp. 15-18.

- LEHMANN, H. (1954). "Das Karstphänomenen inden verschiedenen Klimazonen", *Erdkunde*, 8. pp. 112-139.
- LEPILLER, M. (1980). "Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires. Etude de quelques systèmes karstiques du massif du Semnoz et de la région d'Annecy (Savoie, Haute-Savoie, France)", *Thèse*, Université scientifique et médicale de Grenoble, 478 p.
- LEPILLER, M. (1982). "La capacité de stockage dans la zone saturée des aquifères karstiques. Estimation et conséquences pour la localisation de la dissolution dans les systèmes". - Troisième colloque d'hydrologie en pays calcaire." *Annales scientifiques de l'Université de Besançon* 1, pp. 147-157.
- LEQUATRE, C. (1969). "Hydrologie karstique du Vercors (Trou Qui Souffle, p 3, 10, 18-19, 64-69, vue en perspective)". *Mémoire de Maîtrise*, Institut de Géographie Alpine. Grenoble.
- LEQUATRE, P. (1966). "La grotte de Pré Létang (Presles, Isère)". *Gallia Préhistoire*, t. 9, Fasc.1, pp. 1-92.
- LEROI-GOURHAN, A. (1965). "Les analyses polliniques sur les sédiments des grottes." *Bull. Assoc. Franç. Étude Quaternaire* 2, pp. 145-152.
- LHENAFF R. (1968). "Le poljé de Zafarraya (Granada)". *Mel. de la Casa de Velazquez*, t.IV, pp. 5-25.
- LHENAFF R. (1977). "Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)". *Thèse*, Paris, Atelier de Reprod. Thèses. Lille, 1981, 713 p.
- LHENAFF R. (1977). "Les formes majeures du relief karstique dans la Sierra de Lîbar". *Norv. n°95 bis*, pp. 275-284.
- LHENAFF R. (1975). "Les poljés ouverts de la Sierra de Cabra (Cordillères Bétiques)". *Cuad. Geograf. Un. Granada*, serie monográfica, I, pp. 85-91.
- LHENAFF R. (1986). "Répartition des massifs karstiques et conditions générales d'évolution". *Karstologia Mémoires*, N°1, pp. 5-24.
- LHENAFF R., 1986. "Les grands poljés des Cordillères Bétiques andalouses et leurs rapports avec l'organisation endokarstique". *Karstologia Mémoires* n°1. pp.101-112.
- LE VILLAFRANCHIEN MEDITERRANEEN., 1982. "Stratigraphie, environnement bioclimatique, morphogénèse et néotectonique". Colloque. Lille, Déc.1982. *Bull.A.F.E.Q.*, N°14-15, 1983-2/3. pp.51-123.
- LISMONDE, B. (1987). "Une marmite remarquable du Trou qui souffle, Vercors, France." *Karstologia* 10, pp. 39-42.
- LISMONDE, B. (1991). "Le Trou qui Souffle". *Comité départemental de spéléologie de l'Isère*, Grenoble, 154 p.
- LISMONDE, B. et J.-M. FRACHET (1979). "Grottes et scialets du Vercors (Trou Qui Souffle p.28, 36, 236-242)". *Comité départemental de spéléologie de l'Isère*.
- LISMONDE, B. et A. LAGMANI (1987). "Les vagues d'érosion". *Karstologia* 10, pp. 33-38.
- LISMONDE, B. (1992) "Fonctionnement hydraulique du Trou Qui Souffle", *Spelunca Mémoires* n° 17, Montpellier, pp. 51-55.
- LISMONDE, B. et les Spéléos Grenoblois du C.A.F. (1995). "La crue du 18 mai 1994 au Trou Qui Souffle" (Vercors). *Karstologia* 25, pp. 1-12.
- LLIBOUTRY, L. (1965). "Traité de Glaciologie", 2 vol., Masson, Paris, 1040 p.
- LOUBIERE, J.-F. (1987). "Observations sur les cavités de la région du lac Centrum (NE Groenland)". *Karstologia* 9, pp. 7-16.
- LOUIS, H. (1956). "Die Entstehung der Poljen und ihre Stellung in der Karstabtragung auf Grund von Beobachtungen im Taurus". *Erdkunde* 10, pp. 33-53.

M

- Mc KENZIE D.P. (1972). "Active tectonics of the Mediterranean region". *Geophys.J. R. ast. Soc.*, 30, pp. 109-185.
- MAGNIN F. (1991) : "Mollusques continentaux et histoire quaternaire des milieux méditerranéens (Sud Est de la France, Catalogne)". *Thèse doctorat*, Géographie physique, Aix-Marseille II, 340 p.
- MAGNIN, F., GUENDON, J.L., VAUDOUR, J. et MARTIN, Ph. (1991) : "Les travertins: formations corrélatives de géosystèmes karstiques, séquences sédimentaires et paléoenvironnements quaternaires". *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 162, n° 3, p. 585-594.
- MAIRE, R. (1976). "Recherches géomorphologiques sur les karsts hauts-alpins du Haut-Giffre et de Suisse occidentale", *Thèse de 3ième Cycle* Université de Nice, 456 p.
- MAIRE, R. (1980). "Eléments de karstologie physique", *Spelunca*.

- MAIRE, R. (1981). "Les hauts karsts périméditerranéens". *Congrès U.I.S.*, Bowling Green.
- MAIRE, R. (1982). "Les remplissages souterrains dans les karst de haute montagne, types et méthodes d'étude". *7^e Congrès National de Spéléologie*, Schwyz.
- MAIRE, R. (1983). "Les karsts de haute montagne et la notion d'étagement des karsts en Nouvelle Guinée". *Revue de Géomorphologie Dynamique* XXXII /2, pp. 49-68.
- MAIRE, R. (1984). "Les remplissages souterrains dans les karsts de haute montagne, types et méthodes d'études". *7^e Congrès National de Spéléologie*, 24-26 septembre 1982, Schwyz, Société Suisse de Spéléologie.
- MAIRE, R. (1988). "Evolution du CO₂ dans l'endo karst exploré par les spéléologues. Relations fond-surface." *Mémoire du Spéleo Club de Paris* 14.
- MAIRE, R. (1990). "La haute montagne calcaire. Karsts, cavités, remplissages, quaternaire, paléoclimats", *Karstologia mémoires*, p.731
- MAIRE, R. (1992). "Tendances actuelles de la recherche en karstologie". *Karst et évolutions climatiques*, Presses universitaires de Bordeaux, pp. 511-518.
- MAIRE, R. et Y. QUINIF (1984). "Les dépôts de la galerie Aranzadi (Gouffre de la Pierre St-Martin, Pyrénées-Atlantiques)". *Compte Rendu de l'Académie des Sciences* t. 298, II /5, pp. 183-186.
- MAIRE, R. et Y. QUINIF (1991). "Mise en évidence des deux derniers interglaciaires (stades 5 et 7) dans les Alpes françaises du Nord." *Spéléochronos* 3, pp. 3-10.
- MAIRE, R., Y. QUINIF, et al. (1989). "Karstifications, aplanissements et décapages successifs sur le massif de la Pierre Saint-Martin depuis le cycle hercynien." *Bulletin de l'ARSIP et Travaux n°18, URA 903 du CNRS* (16), pp. 19-42.
- MANDIER, P. (1973). "Quelques observations morphologiques sur les terrasses de la Basse-Isère." *Revue de Géographie de Lyon* XLVIII/4, pp. 343-358.
- MANDIER, P. (1984). "Quaternaire : Bas-Dauphiné, Rhône moyen, Dombes. Synthèse géologique du SE de la France", *B.R.G.M. Mémoire*, n°125, pp. 548-552.
- MANDIER, P. (1988). "Le relief de la moyenne vallée du Rhône au tertiaire et au Quaternaire : Essai de synthèse paléogéographique". *Thèse d'Etat*, Doc du B.R.G.M., 151, 654 p.+ 231 p.
- MAGNE J., MASCLE G., MONGIN D. (1972). "Stratigraphie des formations du miocène terminal au Quaternaire en Sicile sud-occidentale". *B.S.G.F.*, 7,XIV, N°1 à 5, pp. 147-158.
- MANGIN, A. (1970). "Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et de tarissement." *Annales de Spéléologie* 25/3, pp. 582-610.
- MANGIN, A. (1971). "Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique." *Annales de Spéléologie* 26/2, pp. 283-329.
- MANGIN, A. (1974). "Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques (Thèse d'état, C.N.R.S. Paris)." *Annales de Spéléologie* 29/4, pp. 495-601.
- MANGIN, A. (1974). "Notion de système karstique. XI^e Congrès National de Spéléologie", *Spélunca Mémoires*.
- MANGIN, A. (1975). "Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques (Thèse d'Etat, C.N.R.S. Paris)." *Annales de Spéléologie* 30 /1, pp. 21-124.
- MANGIN, A. (1978). "Le karst, entité physique, abordé par l'étude du système karstique. Colloque le karst : son originalité physique son importance économique", Tarbes, Association des Géologues du Sud-Ouest. *ED. Sepmast*, Toulouse, pp. 21-37.
- MANGIN, A. (1981). "Apports des analyses corrélatrice et spectrale croisées dans la connaissance des systèmes hydrologiques." *C.R. Académie des Sciences de Paris* 293. Série II, pp. 1011-1014.
- MANGIN, A. (1981). "Utilisation des analyses corrélatrice et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques." *C. R. Académie des Sciences de Paris* 293. Série II, pp. 401-404.
- MANGIN A. (1982). "L'approche systémique, conséquences conceptuelles et méthodologiques". *Actas de la Reunion monografica sobre el Karst, Larra*. pp. 141-157.
- MANGIN A. (1983). "Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatrice et spectrale". *Journal of Hydrology*, 67, pp. 25-43.
- MANGIN A. (1984). "Ecoulements en milieu karstique". *Ann. des Mines*. t. 5-6, pp. 135-142.
- MANGIN A. (1986). "Réflexion sur l'approche et la modélisation des aquifères karstiques". *Actas de las*

- Jornadas sobre el Karst en Euskadi*, San Sebastian. t. 2, pp. 11-30.
- MANGIN A., PULIDO BOSCH A. (1983). "Aplicación de los analisis de correlación y espectral en el estudio de acuíferos karsticos". *Tecniterrae* 51, pp. 135-142.
- MANGIN, A. et C. ANDRIEUX (1988). "Infiltration et environnement souterrain, le rôle de l'eau sur les paramètres climatiques." *Mémoire du Spéléo Club de Paris* 14, pp. 78-95.
- MARNEZY, A. (1980). "Le Vercors méridional, étude de géomorphologie karstique et glaciaire". *Thèse de 3^e Cycle*, Institut de Géographie Alpine. Grenoble : 172 p.
- MARRES, P. (1932). "Les grands causses. Etude de Géographie Physique, T.1". *Thèse*, Paris.
- MARTEL, E.A., (1921). "Nouveau traité des eaux souterraines". *Doin*, Paris, 840 p.
- MARTI ROMERO, R., 1972. "Las formas karsticas de los Llanos de Villaluenga (Cadiz)" *Speleon* n°9, pp 25-40.
- MARTIN, J. (1965). "Quelques types de dépressions karstiques du Moyen Atlas central." *Revue de Géographie du Maroc* 7 : pp. 95-106.
- MARTIN, J. (1981). "Le moyen Atlas Central. Etude Géomorphologique", *Thèse d'Etat*, Paris, Service géologique du Maroc, Rabat. 447 p.
- MARTIN, P. (1988). "Conséquences du fonctionnement et de l'évolution des aquifères carbonatés sur les constructions travertineuses ; le cas des sources de Saint Pons, des Encanaux supérieurs (bassin de l'Huveaune), de la Font Alaman et de la Figuière (bassin de l'Argens)". *Travaux de l'U.R.A. 903 du C.N.R.S., n°XVII*, les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France. Aix-en-Provence, U.A. 903 du CNRS et A.T.P.- PIREN, pp. 193-200.
- MARTIN, P. (1989). "Les travertins : formations corrélatives des géosystèmes karstiques ; relations entre les unités de drainage et les constructions travertineuses sises à l'aval. Le cas de bassins-versants provençaux (France)". *2^e Congrès Français de Sédimentologie*, Paris, Association des Sédimentologues Français, livre des résumés.
- MARTIN, P. (1991). "Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versants nord et ouest de la Sainte Baume (Bouches-du-Rhône, Var, France). Etude hydrologique, hydrochimique et de vulnérabilité à la pollution". Aix-en-Provence, Université de Provence, 326 p.
- MARTIN, P. (1991). "Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versants nord et ouest de la Sainte-Baume (Bouches du Rhône, Var, France)". *Thèse d'Université*, Géographie, Aix-Marseille II: 412 p.
- MARTIN, P. (1991). "Quantification des flux carbonatés exportés par les aquifères de la Sainte-Baume (Bouches-du-Rhône, Var, France) et estimation de la dissolution spécifique actuelle sur ce massif." *Travaux URA 903 CNRS XX*, pp. 25-36.
- MASSEPORT, J. (1960). "Les massifs du Diois et des Baronnies et leur avant-pays rhodanien, étude morphologique". *Thèse d'Etat*, Grenoble : 478 p.
- MAURER G., 1968. "Les montagnes du Rif central. Etude géomorphologique". *Thèse, Tanger*, Ed. Mar. Int., 499 p.
- MAZET, J. (1984). "Recherches sur l'évolution du karst dans le massif de Sainte Baume", *Thèse d'Université*, Aix-Marseille II : 138 p.
- MAZET, J. (1985). "Recherches sur l'évolution du karst dans le massif de la Sainte Baume". *Travaux de l'URA 903 du CNRS*. Aix-en-Provence, Institut de Géographie : pp. 13-22.
- MENARD, G. (1980). "Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation des données géophysiques". *Thèse Grenoble* : 178 p.
- MESSERLI, B. (1965). "Beiträge zur Geomorphologie der Sierra Nevada (Andalusien)". *Thèse, Zürich*. 178 p.
- MESSERLI, B. (1967). "Die eiszeitliche und die gegenwärtige gletscherung im Mittelmerraum". *Geogr.Helv.*, 3, pp.105-208.
- MEYNIER, A. (1969). "Histoire de la pensée géographique en France", *Presse Universitaire de France*.
- MICHARD A. (1969). "Les dolomies, une revue". *Bull. serv. Carte Geol. Als. Lor.* 22-1, 192 p. Strasbourg.
- MINSTER J.B., JORDAN T.H., MOLNAR P., HAINES E. (1974). "Numerical modeling of instantaneous plate tectonics". *Geophys. J. R. ast. Soc.*, 36, pp. 541-576.
- MIOTKE, F. D. (1968). "Karstmorphologische Studien in der glazial überformten Höhenstufe der Picos de Europa." *Jahrbuch der Geogr. Gesell. zu Hannover*, 161 p.
- MIOTKE, F. D. (1974). "Carbon dioxide and the soil atmosphere." *Abh. zur. karst und Hölenkunde* 9, pp. 1-49.
- MISEREZ, J. J. (1969). "Utilisation d'une électrode

spéciale pour la mesure de pCO_2 dans les eaux et l'atmosphère. Application à l'étude des phénomènes karstiques du Jura suisse." *Stalactite* 10/2, pp. 31-46.

MISEREZ, J. J. (1973). "Géochimie des eaux du karst jurassien. Contribution physico-chimique à l'étude des altérations". Neuchâtel, 313 p.

MONJUVENT, G. (1969). "Nouvelles datations absolues dans les formations quaternaires du sillon alpin méridional." *Revue de Géographie Alpine* 58 /3, pp. 545-558.

MONJUVENT, G. (1974). "Formations quaternaires de la Basse-Isère (feuille Romans au 1/50000e)." *Bulletin BRGM* 1, pp. 15-35.

MONJUVENT, G. (1978). "Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin". *Thèse d'Etat*, Institut Dolomieu. Grenoble, 431 p.

MONJUVENT, G. (1979). "Formes et dépôts glaciaires du Bas-Dauphiné : la vallée morte de Bièvre-Valloire." *Biol. Géol., Bull. Fra. Muséum* 50.

MONNOT J., RIGO E., 1973. "Contribution à l'étude géologique du bassin des flyschs de la région de Tolox-Alozaina (Malaga)". *Thèse 3e cycle. Besançon.*, 145 p.

MONTENAT C., 1973. "Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol (Alicante-Murcia)". *Thèse, Paris.*, 3 vol. 1170 p.

MONTENAT C., BIZON G. et J.J., 1975. "Remarques sur le Néogène du forage Joïdes 121 en mer d'Alboran (Méditerranée occidentale)". *B.S.G.F.*, 7, XVII, N°1, pp. 45-51.

MORTAZ, D. (1977). "Sédimentologie des formations détritiques du Néogène du plateau de Chambaran (Bas-Dauphiné, France)". *Geol. Alpine*, 55, Grenoble, pp. 133-152

MUGNIER, C. (1979). "L'influence des glaciations sur la karstification dans les Bauges et en Chartreuse septentrionale (Savoie, Haute-Savoie, France)". *Spelunca* 4, pp. 171-172.

MUGNIER, J.L. et GIDON, M. (1988). "Décrochements en transtension dans la couverture des massifs subalpins septentrionaux : relations avec la tectonique du socle". *C.R.Acad. Sci. Paris*, t. 307, Série II, pp. 1669-1674.

MUXART, R. et T. STCHOUZKOY (1969). "Contribution à l'étude de la dissolution des calcaires dans les eaux naturelles." *Annales de Spéléologie* 24/4, pp. 639-651.

MUXART, R., T. STCHOUZKOY, et al. (1969). "Contribution à l'étude de la dissolution des calcaires par les eaux de ruissellement et les eaux stagnantes". *5th International Congress of Speleology*, Stuttgart, pp. 1356-1360

MUXART, R. et T. STCHOUZKOY-MUXART (1970). "Contributions à l'étude de la dissolution des calcaires par les eaux de ruissellement (Actes 4th Congrès National de Spéléologie Suisse)." *Stalactite* 6, pp. 121-124.

MUXART, T. (1978). "Note sur l'agressivité potentielle des eaux de percolation de différents sols dans le Vercors, en fonction de la nature de la couverture végétale." *Revue de Géographie Alpine* 66/2, pp. 173-181.

MUXART, T. (1981). "Rappel des principaux facteurs conditionnant la précipitation des carbonates en milieu continental". *Colloque "Formations carbonatées externes"*, Paris, Association Française de Karstologie. pp. 54-67.

MUXART, T. et P. BIROT (1977). "L'altération météorique des roches". Paris, *Publication du Département de Géographie de l'Université de Paris-Sorbonne*.

N

NESTEROFF W.D., RYAN W.F.D., HSÜ K.J., PAUTOT G., WEZEL F.C., CITA M.B., MAYNC W., STRADNER H., DUMINTRICA P. (1972). "Evolution de la sédimentation pendant le Néogène en Méditerranée d'après les forages Joïdes-DSDP". *The Mediterranean sea*. Ed. J. Stanley. Stroudsburg. pp.47-62.

NGUYEN, H. V. et C. LALOU (1969). "Comportement géochimique des isotopes des familles de l'Uranium et du Thorium dans les concrétionnements de grottes : application à la datation des stalagmites." *C.R. Académie des Sciences de Paris* 269, série D, pp. 560-563.

NICOD, J. (1967). "Recherches morphologiques en basse-Provence calcaire". *Thèse d'Etat*. Aix-en-Provence. 559 p.

NICOD, J. (1969). "Poljés karstiques de Provence. Comparaison avec les poljés dinariques". *Etudes et Travaux. Méditerranée* 8, pp..

NICOD, J. (1970). "Sur la vitesse d'évolution au cours du Quaternaire de quelques formes karstiques superficielles." *Annales de Géographie*, pp. 311-324.

NICOD, J. (1972). "Pays et paysages du calcaire". Paris, *Presses Universitaires de France*. 120 p.

NICOD, J. (1975). "Relations débit-teneurs et débit-corrosion dans les karsts méditerranéens". *6^e Congrès International de Spéléologie*, Olomouc, 1973.

NICOD, J. (1976). "Sur l'évolution des versants des canyons karstiques dans les régions méditerranéennes". *Symposium sur les versants en pays méditerranéens*, Aix-en-Provence, 1975, C.E.G.E.R.M. pp. 25-33

NICOD, J. (1976). "Variations du CO₂ dans le sol." *International Symposium Karst Denudation*, Ljubljana, 1975., pp. 35-48

NICOD, J. (1979). "Sur le rôle de la tectonique, et des variations des circulations karstiques dans l'évolution des poljés karstiques, et spécialement de leurs bordures." *Annales de la Société Géologique de Belgique* 102, pp. 87-93.

NICOD, J. (1986). "Effets de la néotectonique dans les karsts méditerranéens". "New directions in karst" : proceeding of the anglo-french karst symposium, pp. 35-48.

NICOD, J. (1989). "Formes d'aplanissement et de régulation des versants dans les roches carbonatées : position des problèmes et éléments de discussion". *Méditerranée Aix-en-Provence*, pp. 56-62

O

OJEDA VILLAREJO, F. (1973). "La Cueva de la Pileta". *Jabega*. Málaga, n°4, pp. 64-71.

ORR, P. C. (1952). "Excavations in Moaning cave." *Santa Barbara Museum of Natural History Bulletin* 1, pp. 1-19.

ORUETA, D. de (1874). "Los Barros de los Tejares". *Actas de la Soc. Cienc. Fis. Nat. Málaga*.

ORUETA, D. de (1917). "Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda". *Mem. Inst. Geol. Esp.* XXVIII, 517 p.

ORUETA, D. de (1919). "Informe sobre el reconocimiento de la Serranía de Ronda". *Bol.Inst.Geol.* XI, 201 p.

OTT D'ESTEVOU, P. (1980). "Evolution dynamique du bassin de Sorbas (Cordillères Bétiques orientales)". *Doc.et Trav. I.G.A.L.*, 1, 264 p.

OTT D'ESTEVOU, Ph., MONTENAT, C. (1985). "Evolution structurale de la zone bétique orientale du Tortonien à l'Holocène". *C.R. Ac. Sc. Paris*, t 300, Ser. II, pp. 363-368.

OYANÇABAL, B. (1995). "Bassin d'alimentation du massif des Coulmes (Vercors)". Choranche, édition personnelle, 154 p.

P

PASQUINI, G. (1975). "Agressive condensation". *6^{ème} Congrès International de Spéléologie*, Olomouc, 1973 p.

PASTOURET, L., OLIVET, J.L., AUZENDE, J.M., REHAULT, J.P. (1975). "Remarques complémentaires sur le Néogène de la Mer d'Alboran". *B.S.G.F.*, 7, XVII, n°6, pp. 1168-1171.

PAQUET, H. (1970). "Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées". *Mem.Carte Géol.Alsace-Lorraine*, 30, 210 p.

PAQUET, J. (1974). "Tectonique éocène dans les Cordillères Bétiques ; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en Méditerranée occidentale". *B.S.G.F.*, XVI, pp. 58-73.

PERRETTE, Y. (1996). "Contribution des spéléothèmes à la connaissance paléoenvironnementale : exemple de l'étude de la structure interne d'une stalagmite du réseau de Cofin-Chevaline", *Mémoire de Maîtrise*, Institut de Géographie Alpine, 188 p.

PERRIAUX, J. (1984). "Description régionale : Savoie, Bas-Dauphiné, Chartreuse, Vercors, bassin de Crest". *Synthèse du Sud-Est de la France, Néogène*, Mém. BRGM. 125 p.

PERRIAUX, J., MONJUVENT, G., USELLE, J.P. (1984). "Sédimentologie du Néogène du Bas Dauphiné". *Géologie de la France*, n°1-2, pp. 105-114.

PEYRE, Y. (1973). "Géologie d'Antequera et de sa région (Cordillères Bétiques, Espagne)". *Thèse, Paris*. 1974. 2 vol., 528 +76 p.

PEZZI, M.C. (1975). "Le Torcal d'Antequera : un karst structural retouché par le périglaciaire". *Méditerranée* n°2. pp. 23-27.

PEZZI, M.C. (1977). "Morfológia karstica del sector central de la Cordillera Bética". *Thèse, Granada. Cuad.Geogr.Univ.Granada*, Serie monografica N°2, 289 p.

PIERRE, C. (1974). "Contribution à l'étude sédimentologique et isotopique des évaporites messiniennes de la Méditerranée; implications géodynamiques". *Thèse 3^e Cycle, Paris*.

PIERRE, G., GIGOUT, M. (1976). "Sur la déformation du littoral andalou de Marbella à Cadix au cours du Quaternaire marin". *Réunion sur la géodynamique des Cordillères Bétiques et de la mer d'Alboran*. Granada.

PITTY, A. F. (1966). "An approach to the study of karst water." *Univ. Hull, Occas. Papers in Geog.* 5, pp. 1-70.

PLUMMER, L. N. (1975). "Mixing of seawater with CaCO_3 groundwater." *Geological Society Am. Mem.* 142, pp. 219-236.

POBEGUIN, T. (1957). "Reproduction expérimentale de concrétions de carbonate de calcium." *Annales de Spéléologie* 12, pp. 5-12.

PONS A., REILLE M., 1986. "Nouvelles recherches pollenanalytiques à Padul (Granada) : La fin du dernier glaciaire et l'Holocène".

POSTPISCHL, D., S. AGOSTINI, et al. (1991). "Palaeoseismicity from karst sediments : the "Grotta del Cervo" cave case study (Central Italy)." *Tectonophysics* 193, pp. 33-44.

PRIGOGINE, I. (1968). "Introduction à la thermodynamique des processus irréversibles". Paris.

PRIGOGINE, I. (1996). "La fin des certitudes". *Edit. O. Jacob*, Paris, 226 p.

PRIGOGINE, I. and I. STENGERS (1979). La nouvelle alliance", *Gallimard*, collection Folio Essais.

PRIGOGINE, I. and I. STENGERS (1988). "Entre le temps et l'éternité". Paris, *Fayard*.

PULINA, M. (1971). "Observations on the chemical denudation of some karst areas of Europe and Asia." *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica* 5, pp. 79-92.

Q

QUINIF, Y. (1983). "Eléments d'une approche énergétique du karst. Application à quelques exemples réels de karsts." *Karstologia* 1, pp. 47-54.

QUINIF, Y. (1989). "La notion d'étages de grottes dans le karst belge." *Karstologia* 13, pp. 41-49.

QUINIF, Y. (1990). "La datation des spéléothèmes (U / Th) appliquée aux séquences sédimentaires souterraines pour la mise en évidence des ruptures paléoclimatiques." *Karstologia Mémoires* 2, pp. 23-32.

QUINIF, Y. (1992). "L'apport des méthodes de datation

absolue : la méthode Uranium / Thorium". *Mémoires du Spéléo-Club de Paris : Actes des Journées P. Chevalier* 1991, Grenoble, Spéléo-Club de Paris. pp. 248-260

QUINIF, Y. (1992). "Origine et signification des remplissages souterrains." *Mémoires du Spéléo-Club de Paris : Actes des Journées P. Chevalier* 1991, Grenoble, 16, pp. 229-247.

QUINIF, Y. (1995). "Enregistrement et datation des effets sismo-tectoniques par l'étude des spéléothèmes." *Annales de la Société Géologique de Belgique*, pp. 71-87.

QUINIF, Y. et B. BASTIN (1989). "Modalités et chronologie de la sédimentation souterraine en Belgique au Pléistocène moyen et supérieur." *Acta Carsologica* XVIII, pp. 71-87.

QUINIF, Y., D. GENTY, et al. (1994). "Les spéléothèmes : un outil performant pour les études paléoclimatiques." *Bulletin de la Société Géologique de France* 165, pp. 603-612.

R

RAILSBACK, L. B., G. A. BROOK, et al. (1994). "Environmental controls on the petrology of a late Holocene speleothem from Botswana with annual layers of aragonite and calcite." *Journal. Sed. Res., section A* A64 (1), pp. 147-155.

RAPP, M. (1971). Cycle de la matière organique et des éléments minéraux dans quelques écosystèmes méditerranéens. *R. C. P. du CNRS n°40*, Ecologie du sol, pp. 19-184.

RAYNAL R. (1985). Répartition géographique des héritages périglaciaires quaternaires au Portugal et à Madère. *Biuletyn Peryglacalny* Lodz, 31.

RENAULT, P. (1961). "Une microforme spéléologique : les vagues d'érosion." *Spelunca* 1, pp. 15-25.

RENAULT, P. (1967-1968). "Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. (Thèse d'Etat, CNRS, Paris)." *Annales de Spéléologie* 23/1, pp. 259-308.

RENAULT, P. (1979). Mesures périodiques de la pCO_2 dans les grottes françaises au cours de ces dix dernières années. Symposium International sur l'Erosion Karstique, Aix-en-Provence, *Mémoire n°1 de l'Association Française de Karstologie*.

RENAULT, P. (1982). Rôle de la morphologie et du climat dans le transfert du CO_2 au niveau de la surface

- aquifère. 3^e colloque "Hydrologie en Pays Calcaire", Neuchâtel-Besançon, *Ann. Sc. Univ. Besançon*, Géologie, pp. 38-55
- RENAULT, P. (1983). La notion de système karstique dans l'étude des réseaux de haute montagne. *Atti Convegno Int. sul carso di alta montagna*, Imperia 1982., pp. 860-875
- RENAULT, P. (1985). "Historique de l'étude du CO₂ souterrain atmosphérique karstique et applications pratiques." *Annales de la Société Géologique de Belgique* 108, 233-238.
- RENAULT, P. (1988). Phénomènes karstiques. Géologie de la Préhistoire, pp. 169-196.
- RENAULT, P. (1990). "Introduction à une histoire des études karstiques." *Karstologia* 15, pp. 1-12.
- RENAULT, P. (1990). "Les grandes étapes de la Karstologie française." *Trav. Com. Fr. Hist. Géol. (COFRHIGEO)* (3) IV(1), pp. 1-21.
- RENAULT, P. (1992). La karstologie française de 1900 à 1992. *Karst et évolutions climatiques*, Presses universitaires de Bordeaux, pp. 17-30.
- REVEILLET, P. (1980). Les coleoptères souterrains du Vercors (France). Essai de biogéographie. *Mém. Biospéleo.* 7, pp. 173-186.
- RIPEPE, M., L. T. ROBERTS, et al. (1991). "ENSO and Sunspot Cycles in varved Eocene oil shales from image analysis." *Journal of Sedimentology and Petrology* 61/7, pp. 1155-1163.
- RIVIERE, A. (1977). "Méthode granulométrique." *Techniques et interprétations*. Paris, Masson.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1982). "El Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas". *Thèse, Granada*. Geología, 224 p.
- RODRIGUEZ MARTINEZ, F. (1977). "La Serranía de Grazalema". *Est. Geogr. Granada* Thèse. Granada., 527 p.
- ROIRON, P. (1992). "Flores, végétations et climats du Néogène méditerranéen : apports des macroflores du sud de la France et du nord-est de l'Espagne", *Thèse d'Etat*, Univ. Montpellier 2, 296 p., 35 pl.
- RHOADES, R.F. et SINACORI, M. (1941). "The pattern of ground water flow and solution". *Jour. Géol.* 49, pp. 785-794.
- RIVIERE, A. (1977). "Méthode granulométrique. Techniques et interprétations", *Masson*, Paris, 167 p.
- RIVIERE, M. (1973). "Existence de caractéristiques minéralogiques communes entre les formations de las Millanas et certains éléments allochtones de flysch argilo-gréseux (Malaga)". *C.R.Ac.Sc.*, T.277, série D, pp.389-392.
- ROCHEBLAVE, M. (1995). "Pour une hydrogéologie appliquée dans le massif du Vercors : l'utilisation des S.I.G. dans la gestion ou les gestions de l'eau". *Mémoire de Maîtrise*, Grenoble, 123 p. et cartes.
- RODET, J. (1991). "La craie et ses karsts". *Thèse d'Etat*, Centre Normand d'Etude du Karst et des cavies du Sous Sol, 560 p.
- ROGLIC', J. (1938). "Le poljé karstique d'Imotski." *Bull. Soc. Géogr.* 21, pp.
- ROGLIC' J. (1964). "Les poljés du karst dinarique et les modifications climatiques du Quaternaire". *Rev. Belge. Géogr.* pp. 105-125.
- ROGLIC', J. (1964). "Karst Valleys" in the dinaric karst." *Erdkunde* XVIII(2), pp. 113-116.
- ROGNON, P. (1976). "Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40 000 ans" *Rev. Géogr. Phys. Geol. Dyn.*, 2, Vol. XVIII, Fasc 2-3, pp. 251-282.
- ROGNON, P. (1980). "Une extension des déserts (Sahara, Moyen Orient) au cours du Tardi-Glaciaire (18 000-10 000 BP)". *Rev. Géogr. Phys. Geol. Dyn.*, 22, pp. 313-324.
- ROQUES, H. (1963). "Sur la répartition du CO₂ dans les karsts." *A. Spéleo.*, 24, pp. 141-184.
- ROQUES, H. (1964). "Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes gaz carbonique-eau-carbonates". *A. Spéleo.*, 27, pp. 79-92.
- ROQUES, H. (1969). "Problèmes de transferts de masse posés par l'évolution des eaux souterraines." *Annales de Spéléologie* 24 /3, pp. 455-494.
- ROQUES, H. (1972). "Chimie des carbonates et hydrogéologie karstique". *Mémoire et documentation du CNRS, Phénomènes Karstiques*. 4, année 1967, nouvelle série, pp. 113-184.
- ROQUES, H. et C. EK (1973). "Etude expérimentale de la dissolution des calcaires par une eau chargée en CO₂". *Annales de Spéléologie* 28/4, pp. 549-563.
- ROSNEY de, J. (1975). "Le microscope : vers une vision globale". *le Seuil*, Paris, 346 p.

- ROUCHY J.M., 1981. "La genèse des évaporites messiniennes en Méditerranée". *Thèse, Paris*, 295 p.
- ROUCHY, J. M. et C. PIERRE (1979). "Données sédimentologiques et isotopiques sur les gypses des séries évaporitiques messiniennes d'Espagne méridionale et de Chypre." *Rev. Géol. Dynam. Géogr. Phys.* 21/4, pp. 267-280.
- ROUCHY, J.M., ORSZAG-SPERBER, F., 1980. "Les aspects géodynamiques du passage Mio-Pliocène en Méditerranée : bilan et perspectives après le 5e Séminaire sur le Messinien". *Geol. Médit.*, T.VII, N°1, pp.147-154.
- ROUSSET, P. (1982). "Carte d'hydrogéologie du Vercors au 1/50 000". *Thèse de 3^e cycle*, Grenoble. Carte et Notice 47 p.
- ROVERA, G. (1990). "Géomorphologie dynamique des versants en Moyenne Tarentaise (Savoie)". *Thèse d'Univ.* Grenoble, 465 p.
-
- S
-
- SALOMON, J.-N. (1987). "Le Sud-Ouest de Madagascar". *Thèse d'Etat*, Institut de Géographie. Aix-en-Provence, 998 p.
- SANZ DE GALDEANO C. (1976). "Datos sobre las deformaciones neogenes y cuaternarias del sector de Padul (Granada)". *Reunion sobre la geodynamica de la Cordillera Bética y del mar d'Alboran*. Granada.
- SCHOELLER, H. (1941). "L'influence du climat sur la composition chimique des eaux souterraines vadoses." *Bulletin de la Société Géologique de France* 2, pp. 267-289.
- SCHOELLER, H. (1950). "Les variations de teneurs en gaz carbonique des eaux souterraines en fonction de l'altitude." *C. R. de l'Académie des Sciences de Paris* 230, pp. 560-561.
- SCHOELLER, H. (1962). "Les eaux souterraines. Hydrologie dynamique et chimique. Recherche, Exploitation et Evaluation des Ressources". Paris, Masson, pp. 448-458.
- SCHOELLER, H. (1969). "L'acide carbonique des eaux souterraines." *Bulletin du BRGM* 3 /1, pp. 1-32.
- SCHWARCZ, H. P. (1986). "Geochronology and isotopic geochemistry of speleothems. Handbook of environmental isotope geochemistry". P. FRITZ and J. C. FONTES. 2-B, pp. 271-303.
- SCHWARCZ, H. P., R. S. HARMON, et al. (1976). "Stable isotope studies of fluid inclusions in speleothems and their paleoclimatic significance." *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, pp. 657-665.
- SÉMAH, F. et D. BIQUAND (1981). "Difficultés de l'étude paléomagnétique d'un remplissage de grotte : exemple de la Caune de l'Arago à Tautavel (P.O.)". *Datations absolues et analyses isotopiques en Préhistoire*. 235 p.
- SERMET J., 1969. "L'Andalousie de la Méditerranée, région géographique espagnole". *Thèse, Toulouse*. 457 p.
- SHACKLETON, N.-J. et R. K. MATTHEWS (1977). "Oxygen isotope stratigraphy of dated coral terraces in Barbados". *Nature*, pp. 618-620.
- SHACKLETON, N.-J. et N.-D. OPDYKE (1973). "Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V₂₈₋₂₃₈ : oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ year and 10⁶ year scale." *Journal of Quaternary Res.* III/1, pp. 39-55.
- SHACKLETON, N.-J. et N.-D. OPDYKE (1976). "Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V₂₈₋₂₃₉. Late Pliocene to latest Pleistocene." *Geol. Soc. Amer. Bull* 145, pp. 449-464.
- SHACKLETON, N. J., J. BACKMAN, et al. (1984). "Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciations in the North Atlantic region". *Nature*. 307, pp. 620-623.
- SHACKLETON, N. J. et M. A. HALL (1983). "Stable isotope record of hole 504 sediments : high resolution record of the Pleistocene". *Init. Repts. D.S.D.P. J. R. Cann, M. G. Langseth, J. Honnorezet al.* Washington, U.S. Gvt Printing Office. 69, pp. 431-441.
- SHOPOV, Y. Y. et V. DERMENDJIEV (1990). "Microzonality of luminescence of cave flowstones as a new indirect index of solar activity." *C. R. de l'Académie Bulgare des Sciences* 43/7, pp. 43-54.
- SHOPOV, Y. Y., V. DERMENDJIEV, et al. (1991). "A new method for dating of natural material with periodical macrostructure by autocalibration and its application for study of the Solar activity in the past". *International Conference on Environmental Changes in Karst Areas*, Univ. di Padova, Italy, I.G.U.- U.I.S.
- SHOPOV, Y. Y., D. C. FORD, et al. (1994). "Luminescent microbanding in speleothems : high-resolution chronology and paleoclimate." *Geology* 22, pp. 407-410.
- SHOPOV, Y. Y., L. GEORGIEV, et al. (1991).

"Methods for research of luminescence of cave minerals and speleothem records of the paleoclimate and solar activity in the past". *Geology, climate, hydrology and karst formation*, Guilin, China, *I.U.G.S.*, pp. 1476-1486.

SMITH, D. I. et C. ATKINSON T. (1976). "Process, landforms and climate in limestone regions". Derbyshire E., *Geomorphology and climate*. New York, *John Wiley*, pp. 367-409.

SOLE DE PORTA, N., DE PORTA, J. (1977). "Primeros datos palinologicos del Messiniense de Arenas del Rey (Granada)". *Stud. Geol.*, XIII, pp. 67-88.

SOLE DE PORTA, N., DE PORTA, J. (1976). "Datos palinologicos y faunisticos del Plioceno inferior de Santa Ines (Malaga)". *Cuad. Geol.*, 7, pp. 53-55.

SORRIAUX, P. (1982). "Contribution à l'étude de la sédimentation en milieu karstique. Le système de Niaux-Lombrives-Sabart. (Pyrénées Ariégeoises)". *Thèse de 3^e Cycle*, Université de Toulouse et Laboratoire souterrain de Moulis, 255 p.

STCHOUZKOY-MUXART, T. (1971). "Contribution à l'étude de la solubilité de la calcite dans l'eau en présence d'anhydride carbonique." *B.A.G.F.* 389-390, 215 p.

STRAHLER, A. N. (1980). "Systems theory in physical geography." *Physical Geography* 1/1, pp. 1-17.

SUC, J.-P. (1983). "Flores, végétations et climats dans le domaine méditerranéen de -3 à -1 Ma." *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*. Colloque de Lille 2-3, pp. 65-69.

SUC, J.P. (1989). "Distribution latitudinale et étagement des associations végétales au Cénozoïque supérieur dans l'aire ouest-méditerranéenne". *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t^e V., n°3, pp. 541-550.

SWEETING, M. M. (1964). "Some factors in the absolute denudation of limestone terrains." *Erdkunde* VIII/2, pp. 92-95.

SWEETING, M. M. (1972). "Karst landforms". Londres, *Mac Millan Press*.

SWEETING, M. M. (1973). "Karst landforms". New York, *Columbia University Press*.

T

TADEJ, S. (1995). "Cave ricky relief and its spéléogenetical signifiante". *Znanstvenoraziskovalni Center Sazu*, Ljubljana, 128 p.

THELLIER, E. (1976). "Magnétisme des roches. Archéomagnétisme et inversion du champ magnétique terrestre". *Traité de Géophysique interne*. J. Coulomb and G. Jobert. Paris, *Masson*. II, pp. 69-104.

THEROND, R. (1973). "Recherches sur l'étanchéité des lacs de barrage en pays karstique". *Thèse Grenoble*. Evrolles Paris, 444 p.

THIEDE, J. (1978). "A glacial Mediterranean". *Nature*, 276, pp. 680-683.

THOMPSON, P., H. P. SCHWARCZ, et al. (1974). "Continental Pleistocene climatic variations from speleothems age and isotopic data." *Science* 184 /4139, pp. 893-895.

THORN, C. E. (1988). "Introduction to theoretical geomorphology", *Unwin Hyman*.

THUNELL R.C. (1979). "Eastern Mediterranean sea during the late glacial maximum; An 18 000 years BP reconstruction". *Quat. Research.*, 11, pp. 353-372.

TINKLER, K. J. (1986). "A short history of geomorphology", *Croom Helm*.

TRICART, J. (1967). "Certaines formes de sédimentation calcaire quaternaires sont-elles dues à des déséquilibres géochimiques périodiques". *Chemical geology*. Amsterdam, Elsevier. 2, pp. 233-248.

TRUDGILL, S. T. (1972). "Quantification of limestone erosion in intertidal, subaerial and subsoil environments, with special reference to Aldabra atoll, Indian ocean." *Trans. Cave Res. Group Great Britain* 14/2, pp. 176-179.

TRUDGILL, S. T. (1975). "Limestone erosion under soil". *6^e Congrès International de Spéléologie*, Olomouc, 1973.

U-V

UDIAS A., LOPEZ ARROTO A., MEZCUA J. (1976). "Seismotectonic of the Azores, Alboran région". *Tectonophysics* 31, pp. 259-289.

VAUDOUR, J. (1979). "La région de Madrid. Altérations, sols et paléosols". *Thèse Aix-en-Provence.*, 390 p.

VAUDOUR, J. (1986). "Introduction à l'étude des édifices travertineux holocènes." *Méditerranée* 57 /1-2, pp. 3-10.

VAUDOUR, J. (1986). "Travertins holocènes et pression anthropique." Travertins l.s. et évolution des paysages holocènes dans le domaine méditerranéen. *Méditerranée* 57/1-2, pp. 168-173.

VAUDOUR J. (sous la direction de) (1988) : "Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France (Provence, Languedoc, Roussillon)". *Travaux URA 903 du CNRS*, n° XVII, Aix-en-Provence, 280 p.

VERA J.A. (1970). "Facies del Plioceno de la depresión de Guadix-Baza". *Bol. Geol. Min. Esp.*, LXXXII, pp.429-462.

VERGNAUD-GRAZZINI, C. (1987). "Stratigraphie isotopique - isotopes stables de l'oxygène et du carbone". *Géologie de la Préhistoire, Géopré*, pp.1011-1028.

VERGNAUD-GRAZZINI C., BARTOLINI C. (1970). "Evolution paléoclimatique des sédiments würmiens et post-würmiens en mer d'Alboran". *Rev. Géogr. Phys. Geol. Dyn.*, 12, pp. 325-334.

VERNET, M. et VERNET, B. (1980). "Essai de discrimination par méthode isotopique de l'origine des eaux des systèmes karstiques. Application aux karsts continentaux et littoraux en Basse Provence". *Géologie*, Aix-Marseille I.

VIGUIER, C. (1974). "Le Néogène de l'Andalousie nord-occidentale. Histoire géologique du "Bassin du Guadalquivir". *Thèse*, Bordeaux, 450 p.

VINCENT, B. (1973). "Tremblement de terre de Málaga de 1680. IV Rencontres Inter. d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes". *Actes de la Réunion*. Antibes. pp. 1-13.

VINTER, J.P. (1973). "Etude hydrogéologique du synclinal d'Autrans-Méaudre, massif du Vercors". *Thèse de 3^e cycle*, Grenoble, 150 p.

VIVIAN, R. (1975). "Les glaciers des Alpes occidentales, Etude géographique". *Allier*, Grenoble, 513 p.

VIVIAN, R. et M. RICQ DE BOUARD (1969). "Moraines de versant et confluences glaciaires : étude de la morphologie glaciaire sur le plateau de Saint-Nizier entre Drac et Furon." *Revue de Géographie Alpine* 3, pp. 529-543.

VOGT, T. (1974). "Etude en lame mince d'un sédiment périglaciaire à encroûtement calcaire". *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 279, Sér. D., pp. 1999-2002.

VOGT T. (1975). "Types de croûtes calcaires en France méditerranéenne d'après étude micrographique". *Coll. Types de croûtes calcaires et répartition régionale*. Strasbourg, pp. 30-34.

VOGT T. (1977). "Croûtes calcaires quaternaires de période froide en France méditerranéenne". *Z. für Geom.* 2, 21, pp. 26-36.

W

WALLISER, B. (1977). "Systèmes modèles. Introduction critique à l'analyse de systèmes". Paris, *Seuil*.

WERNER, P., HORRENBERGER, J.C. et RUHLNAD, M. (1980). "Evolution géométrique et cinématique du secteur des gorges de la Bourne (Vercors septentrional)". *Sci. Géol. Bull.* 33, 4, Strasbourg, pp. 193-202.

WEZEL F.C. et GUERRERA F. (1973). "Nuovi dati sulla eta e posizione strutturale del flysch di Tusa in Sivilia". *Bol. Soc. Italiana*. vol. 92, pp.198-211.

WEISROCK A., DELIBRIAS G., MISKOVSKI J.C., DUTOUR A. et ADOLPHE J.P. (1986) : "Un exemple de sédimentation carbonatée holocène de type travertineux sur le piémont nord du Haut Atlas (Maroc) : la coupe Makhfame I". *Méditerranée*, n° 1-2, Aix-en-Provence, pp. 39-44.

WHITE, W. B. (1981). "Reflectance spectra and color in speleothems." *NSS Bull.* 43, pp. 20-26.

WHITE, W. B. (1988). "Geomorphology and hydrology of karst terrains", *Oxford University Press*

WHITEHEAD, A.N. (1995). "Procès et réalité", *Gallimard*, Paris, 250 p.

WIGLEY *et al.*, (1976). "Mixing of carbonate waters", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, pp. 989-995

TABLE DES FIGURES

Livre I

Figure I.1 - Les représentations hydrogéologiques et karstologiques d'une même entité : le système karstique : expression schématique des systèmes unaires et binaires	37
Figure I.2 - Le système karstique : ses niveaux spatio-temporels fondamentaux et ses processus karstodynamiques. D'après A. Mangin, 1978.	40
Figure I.3 - Conception théorique de la dynamique karstique	55
Figure I.4 - Exemples d'incidences du contexte litho-structural sur la puissance du gradient hydraulique	60
Figure I.5 - Exemples de l'incidence du dégagement d'une couverture lithologique partielle dans l'agencement d'un système karstique binaire <i>s.l.</i>	60
Figure I.6 - Exemples de l'incidence du dégagement d'une couverture lithologique imperméable dans la structuration d'un système karstique.	61
Figure I.7 - Exemple d'influence d'accidents tectoniques sur la structuration du système karstique.	62
Figure I.8 - Exemples de restructuration du drainage karstique consécutive à des événements tectoniques ou eustatiques	63
Figure I.9 - Exemple de restructuration différenciée dans le temps de deux systèmes karstiques par rapport à un même événement paléogéographique (régression marine) due à une différence de proximité vis-à-vis du niveau de base marin	64
Figure I.10 - Évolution schématique des conduits agencés dans la zone noyée du karst	74
Figure I.11 - Le diagramme de Hjulström (1935)	75
Figure I.12 - Exemple de vagues d'érosion (B. Lismonde, 1991)	76
Figure I.13 - Détermination expérimentale du nombre de Reynolds pour estimer la vitesse des paléo-écoulements à partir de la longueur des vagues d'érosion (d'après R.L. Curl, 1974)	77
Figure I.14 - Exemple de morphologies courantes de conduits dans la zone vadose du karst	77
Figure I.15 - Exemple d'évolution d'un conduit passant de la zone noyée à la zone vadose du karst.	78
Figure I.16 - Exemples de recouplement ou surcreusement d'une conduite forcée occasionnés par les oscillations du paléo-drain (d'après B. Lismonde, 1991)	79
Figure I.17 - Exemples d'évolution d'un paléo-drain sous l'effet des phénomènes de détente mécanique	81
Figure I.18 - Présentation schématique des différents types de formations endokarstiques en fonction de leur origine (d'après Y. Quinif, 1991).	83

Figure I.19 - Exemple schématique de mise en charge d'un réseau de la zone vadose liée à une suralimentation et à un rétrécissement géométrique de la structure de drainage sous-jacente.	84
Figure I.20 - Exemple de dépôts varvés	85
Figure I.21 - Éléments de différenciation entre des formations grossières mises en place par gravité et écoulement	86
Figure I.22 - Disposition d'un galet mis en place par des écoulements	87
Figure I.23 - Estimation de la vitesse des écoulements de fond à partir du diagramme d'Helley (1969)	87
Figure I.24 - Le diagramme de Passega (in Rivière, 1977)	88
Figure I.25 - Types d'enseignement des formations endokarstiques associant des spéléothèmes	95
Figure I.26 - Exemple d'analyse macro-morphologique d'une concrétion (d'après R. Maire, 1990)	97
Figure I.27 - Exemple de structure laminée d'un spéléothème (image de D. Genty, 1994).	98
Figure I.28 - Parcours de l'uranium et du thorium durant l'infiltration (d'après Y. Quinif, 1991)	100
Figure I.29 - Chronologie du Würm récent à l'Holocène à partir du diagramme de fréquence des âges U/Th sur des concrétions endokarstiques des montagnes alpines <i>s.l.</i> (d'après R. Maire, 1990 et complété par l'auteur)	103
Figure I.30 - Entre réalité et perception des remplissages endokarstiques (d'après Y. Quinif, 1991)	107

Livre II

Figure II.1 - Situation géographique du massif du Vercors	114
Figure II.2 - Paléogéographie contemporaine et stratigraphie séquentielle de la plate-forme carbonatée crétacée	116
Figure II.3 - Une séquence litho-stratigraphique différenciée entre le Vercors nord et le Vercors sud	117
Figure II.4 - Carte géologique simplifiée du Vercors	118
Figure II.5 - Coupes litho-stratigraphiques de l'ensemble barrémo-bédoulien au droit du col du Rousset et des gorges du Nant	120
Figure II.6 - Évolution paléogéographique durant le Crétacé supérieur et variations de faciès et d'épaisseur de la série sénonienne	122
Figure II.7 - Le dispositif structural anté- et post-miocène du massif du Vercors	124
Figure II.8 - Coupes géologiques sériees du Vercors méridional	125
Figure II.9 - Coupes géologiques sériees du Vercors septentrional	129
Figure II.10 - Les principaux exutoires karstiques du Vercors et leur bassin d'alimentation	130

Figure II.11 - Exemple de glissement d'exutoires karstiques en fonction de l'encaissement du niveau de base hydrographique	133
Figure II.12 - Le contexte géologique de l'exutoire du système de l'Adouin et son diagramme de débit	134
Figure II.13 - Variations de débit d'exutoires karstiques dépendants de la couverture albienne et des formations superficielles. Exemple du val médian	135
Figure II.14 - Fonctionnement schématique des sources de trop-plein. Exemple du val de Lans-en-Vercors	136
Figure II.15 - Stratigraphie séquentielle du Miocène au droit du synclinal de Voreppe-Pommiers	137
Figure II.16 - Comptage pétrographique des conglomérats sommitaux du synclinal de Pommiers-Romeyère	138
Figure II.17 - Schéma paléogéographique durant le Miocène	139
Figure II.18 - Les formations détritiques néogènes du Bas Dauphiné	140
Figure II.19 - Transects stratigraphiques séquentiels anté- et post-messinien de part et d'autre du canyon messinien du Rhône	141
Figure II.20 - Extensions du glacier de l'Isère	142
Figure II.21 - Coupe du vallon du Peyrus sur la façade occidentale des Monts du Matin mettant en évidence l'incision messinienne	144
Figure II. 22 - Carte et coupe simplifiées du massif des Coulmes (Vercors)	152
Figure II.23 - Les variations d'épaisseur de l'ensemble barrémo-bédoulien au sein du massif des Coulmes	153
Figure II.24 - Les exutoires karstiques des Coulmes et leur bassin d'alimentation	155
Figure II.25 - L'étagement des exutoires de l'unité karstique Fauries-Jallifier (Cirque de Choranche)	156
Figure II.26 - Coupe et plan du porche d'entrée de Balme Rousse (Cirque de Choranche). Coupe stratigraphique du sondage archéologique (d'après les fouilles de P. Bintz)	157
Figure II.27 - Carte géomorphologique du massif des Coulmes-Presles	160
Figure II.28 - Coupe schématique du karst à buttes	161
Figure II.29 - Evolution schématique du relief à buttes et dépressions des Coulmes sous les conditions périglaciaires pélistocènes	162
Figure II.30 - Séquence synthétique du remplissage des dépressions des Coulmes. D'après sondages à la tarière réalisés dans les dolines du Mont Noir et de Serre Picard	162
Figure II.31 - Schéma synthétique du rebord oriental des Coulmes	164
Figure II.32 - Distribution des quelques terrasses alluviales pléistocènes dans les gorges-aval de la Bourne	166

Figure II.33 - Les terrasses alluviales de la Bourne et de l'Isère dans le Royans et la région de St Marcellin-St Nazaire en Royans D'après P. Mandier, 1988.	167
Figure II.34 - Coupes des systèmes de terrasses pléistocènes dans le Royans	168
Figure II.35 - Coupes sériees du piémont nord-occidental des Coulmes	169
Figure II.36 - Les cônes de déjection rissiens et würmiens en contrebas de la retombée iséroise des Coulmes et coupe stratigraphique du cône de déjection de St Pierre de Chérennes	170
Figure II.37 - Exemple de cavité décapitée : Pot Siva (rebord oriental des Coulmes)	172
Figure II.38 - Exemple de cavité décapitée : Les "filons" des ruines de Perrat sur le rebord occidental des Coulmes	172
Figure II.39 - Cartographie morphologique de la grotte de Pré Létang	174
Figure II.40 - Coupe schématique du secteur 0 de la Grotte de Pré Létang	175
Figure II.41 - Reconstitution spéléogénique du secteur d'entrée (secteur 0) de la Grotte de Pré Létang	176
Figure II.42 - Coupe schématique du secteur 11 de la grotte de Pré Létang	177
Figure II.43 - Reconstitution spéléogénique de la galerie de Pré Létang au niveau du secteur 11	178
Figure II.44 - Coupe et plan de la grotte décapitée de Marignat et de son prolongement aérien.	180
Figure II.45 - Cartographie spéléomorphologique simplifiée de la grotte de Gournier	181
Figure II.46 - Evolution spéléogénique schématique de la partie aval de la grotte de Gournier	183
Figure II.47 - Cartographie spéléogénique simplifiée de Coufin-Chevaline	185
Figure II.48 - Coupes de la cascade Roland et du Méandre des 4 : position des planchers datés par le géochronomètre U/Th	186
Figure II.49 - Coupe des réseaux inférieurs de Coufin-Chevaline et situation des dépôts datés par le géochronomètre U/Th	187
Figure II.50 - Chevaline haute et les réseaux sous-jacent de raccordement : situation des dépôts datés par le géochronomètre U/Th et coupe détaillée des remplissages sous-jacents	187
Figure II.51 - Carte spéléomorphologique simplifiée du Trou Cambuse	190
Figure II.52 - Coupe et Plan de Balme Etrange (Cirque de Choranche) : situation des spéléothèmes datés par le géochronomètre U/Th	191
Figure II.53 - Distribution spatio-temporelle des paléo-drains et des circulations actuelles du système karstique de Choranche	192
Figure II.54 - Reconstitution karstogénique simplifiée du système s.s. karstique de Choranche à partir du fonctionnement en drain de la "grotte" de Gournier	193
Figure II.55 - Carte de localisation de la région des 4 Montagnes	200
Figure II.56 - Le bassin d'alimentation karstique de Goule Noire	203

Figure II.57 - Vue en perspective du substratum hauterivien	204
Figure II.58 - Coupe des réseaux de Goule Noire et de la Grotte Favot	205
Figure II.59 - La reculée du Bruyant dans son environnement morpho-structural. Essai d'évolution	208
Figure II.60 - Les Cuves de Sassenage dans son contexte morpho-structural	209
Figure II.61 - La répartition et les influences morphologiques des glaciers quaternaires dans le massif du Vercors	213
Figure II.62 - L'environnement glaciaire alpin aux maxima rissien et würmien	214
Figure II.63 - Coupe des différentes générations de spéléothèmes recouvrant le plancher rocheux du méandre d'entrée de la grotte des Deux Sœurs	215
Figure II.64 - La grotte Vallier et l'évolution morphogénique du massif du Moucherotte depuis le Pliocène jusqu'au Pléistocène récent	217
Figure II.65 - Les modelés glaciaires et glacio-karstique des hauts reliefs de la Grande Moucherolle (2285 m)	219
Figure II.66 - Carte géomorphologique du val de Lans en Vercors	221
Figure II.67 - La "capture" par les écoulements superficiels des eaux météoriques appartenant à l'impluvium karstique, via les glaciers pléistocènes : exemple des Hauts-Plateaux et de la Vernaison.	222
Figure II.68 - Diagramme pollinique du sondage SM8 "La Côte" -Plaine de Lans-en-Vercors	224
Figure II.69 - Les spectres de minéraux lourds des échantillons étudiés dans le Vercors	225
Figure II.70 - Évolution schématique du val de Lans en Vercors	226
Figure II.71 - Le val d'Autrans-Méaudre durant les péjorations climatiques pléistocènes	230
Figure II.72 - Évolution schématique du val d'Autrans-Méaudre	231
Figure II.73 - Coupe géologique schématique du val d'Autrans-Méaudre au droit de l'Antre de Vénus	232
Figure II.74 - Topographie de l'Antre de Vénus	234
Figure II.75 - Évolution de l'Antre de Vénus dans le contexte hydrogéologique	235
Figure II.76 - Coupe du colmatage du conduit initial de l'Antre de Vénus (coupe A.V. 1)	236
Figure II.77 - Coupe de l'Antre de Vénus et sections typiques de la cavité	236
Figure II.78 - Coupe des remplissages bréchiqes de l'Antre de Vénus (coupe A.V.2, Pièce Montée).	237
Figure II.79 - Situations actuelle et initiale de l'Antre de Vénus dans son contexte morpho-structural	239
Figure II.80 - Cartographie morphologique de la grotte Favot	241
Figure II.81 - Étagement de la grotte Favot et de l'émergence de Goule Noire lié à l'encaissement des gorges de la Bourne.	242

Figure II.82 - Le Trou Qui Souffle dans ses contextes lithologiques	243
Figure II.83 - Les réseaux du Trou Qui Souffle dans leur contexte litho-structural	244
Figure II.84 - Les deux paléo-drains du Trou Qui Souffle dans le contexte hydrogéologique actuel	245
Figure II.85 - Évolution du drainage karstique au niveau du Trou Qui Souffle et en fonction de l'abaissement de la surface piézométrique commandé par l'encaissement de la Bourne	245
Figure II.86 - Les dépôts varvés dans le Trou Qui Souffle : exemple de la galerie des Condensations	248
Figure II.87 - Situation des formations détritiques endokarstiques sur le diagramme de Passega	249
Figure II.88 - Plan du système souterrain du Clôt d'Aspres dans son environnement géologique	252
Figure II.89 - Coupe du système souterrain du Clôt d'Aspres dans son environnement géologique	254
Figure II.90 - Bloc diagramme schématique du horst décrochant "entre Nymphé et Bourrasque", au sud du système du Clôt d'Aspres	257
Figure II.91 - Bloc diagramme schématique du recoupement des failles du Pas de l'Ouille et du Grand Couloir au nord du système du Clôt d'Aspres	257
Figure II.92 - Carton géologique du secteur du Clôt d'Aspres	258
Figure II.93 - Le rapport glacier et grandes cavités sur les hauts reliefs de la Grande Moucherolle	259
Figure II.94 - Environnement spéléologique des différents spéléothèmes datés	261
Figure II.95 - Essai de reconstitution spéléogénique du Clos de la Fure (Corrençon en Vercors)	262
Figure II.96 - Reconstitution schématique du recul du rebord externe sous l'effet de l'approfondissement des vallées de l'Isère et du Drac	263
Figure II.97 - Perception du système karstique de la Goule Blanche dans son fonctionnement actuel et passé	265
Figure II.98 - Le système souterrain du gouffre Berger-scialet de la Fromagère dans son environnement karstique	266
Figure II.99 - Coupe du système souterrain du gouffre Berger dans son contexte géologique	267
Figure II.100 - Le système souterrain du gouffre Berger-scialet de la Fromagère et le réseau de fracturation.	268
Figure II.101 - Exemple de rapport entre glacier local et grande cavité: la calotte du Sornin et le gouffre Berger	268
Figure II.102 - Comparaison des profils des collecteurs souterrains du Gouffre Berger et du scialet de la Fromagère	269
Figure II.103 - Carte morpho-karstique du système Arbois-Luire-Bournillon	274
Figure II.104 - Courbes comparatives de débit entre Arbois-Bournillon et la Luire : Exemple de Juillet et Septembre 1960	276
Figure II.105 - Histogrammes de direction des réseaux souterrains du scialet de Chassilan et de la	277

grotte de la Luire

Figure II.106 - Carton morphologique de la grotte Pabro	278
Figure II.107 - La grotte de la Luire dans son environnement litho-structural	279
Figure II.108 - Coupe développée sud-nord de la grotte de la Luire	281
Figure II.109 - Plan de la grotte de la Luire	281
Figure II.110 - Plan morpho-spéléologique de la grotte de Bournillon	284
Figure II.111 - Evolution schématique de la reculée de Bournillon	285
Figure II.112 - Evolution des points d'émergence du système Bournillon-Arbois et fonction de l'encaissement de la Bourne	286
Figure II.113 - Evolution schématique du drainage Bournillon-Arbois en fonction de l'encaissement de la Bourne	287
Figure II.114 - Les dysfonctionnements du drainage actuel : une refonctionnement régulier du paléo-drain de Bournillon	288
Figure II.115 - Carte de répartition du genre <i>cytodromus</i> Abeille.	290

Livre III

Figure III.1 - Carte de situation des Serranías de Grazalema et de Ronda	314
Figure III.2 - Schéma géologique et coupe structurale d'ensemble des Cordillères Bétiques	315
Figure III.3 - Colonnes litho-stratigraphiques synthétiques des domaines subbétique, pénibétique et bétique	316
Figure III.4 - Paléogéographie des Cordillères Bétiques occidentale à l'Aquitaniien	318
Figure III.5 - Échelle litho-stratigraphique des formations d'Alozaína et de las Millanas	319
Figure III.6 - Conditions paléogéographiques aquitaniennes de part et d'autre des zones internes bétiques : exemple de la Sierra de las Nieves	319
Figure III.7 - Paléogéographie des Cordillères Bétiques au Burdigalien	320
Figure III.8 - La formation burdigalienne des argiles à blocs. Exemple de la Sierra de Malaver	320
Figure III.9 - Positions structurales du Néo-numidien de part et d'autre de la Dorsale Bétique	321
Figure III.10 - Caractères et dispositif structural des zones internes et externes des Cordillères bétiques occidentales	321
Figure III.11 - Le dispositif structural des zones externes bétiques dans la Serranía de Grazalema.	322
Figure III.12 - Paléogéographie méditerranéenne lors du Tortonien supérieur-Messinien. Les zones de communications supposées avec l'Atlantique.	322

Figure III.13 - Le sondage du Joïdes 121 en mer d'Alboran et les diverses interprétations	324
Figure III.14 - Les dépôts miocènes de Ronda au regard du Néostratotype de Cuevas de Almanzora (bassin de Vera, Levant espagnol) J. Bourgois, 1978.	325
Figure III.15 - La sédimentation miocène dans le bassin de Ronda	326
Figure III.16 - Les formations miocènes dans le bassin de Ronda	326
Figure III.17 - Le contact entre le Miocène du bassin de Ronda et la bordure septentrionale de la Sierra de Libar (Mures)	327
Figure III.18 - Les rapports entre la bordure pénibétique du bassin de Ronda et la formation de los Llanos. Exemple de la vallée-amont de l'Arroyo de la Ventilla del Toro (route Ronda-El Burgo, Km 6-7)	328
Figure III.19 - Coupe synthétique de la formation de los Llanos au niveau de la vallée amont de l'Arroyo de la Ventilla del Toro	328
Figure III.20 - Les témoins de la surface d'aplanissement messinienne sur les <i>sierras</i> pénibétiques du rebord septentrional du bassin de Ronda	329
Figure III.21 - Évolution paléogéographique néogène (Messinien-Pliocène) : la transversale de Ronda.	330
Figure III.22 - Paléogéographie au Pliocène inférieur en Méditerranée occidentale	331
Figure III.23 - Les glacis pliocènes du versant méridional de la Sierra de Prieta	334
Figure III.24 - Exemple de topographie différenciée fossilisée par des formations bréchiqes sur la retombée sud-orientale de la Sierra Prieta (Alozaína)	335
Figure III. 25 - Les mouvements tectoniques pléistocènes dans les Cordillères Bétiques	336
Figure III.26 - Localisation et position des dépôts marins pléistocènes littoraux	337
Figure III.27 - Les assises karstifiables des Serranías de Ronda et de Grazalema et leurs couvertures imperméables	339
Figure III.28 - Distribution des héritages glaciaires et périglaciaires durant le Würm dans les Cordillères Bétiques	343
Figure III.29 - Les variations des limites inférieures des neiges permanentes au Würm dans l'aire méditerranéenne occidentale	344
Figure III.30 - La Serranía de Grazalema	356
Figure III.31 - Carte géologique de la Serrania de Grazalema	357
Figure III.32 - Série litho-stratigraphique synthétique du Pénibétique	358
Figure III.33 - Colonnes litho-stratigraphiques du Subbétique et de l'unité del Pinar	360
Figure III.34 - Colonne litho-stratigraphique des écaïlles du Corridor de Boyar	361
Figure III.35 - Coupe géologique schématique et synthétique de la Serrania de Grazalema	362

Figure III.36 - Coupes géologiques sériees de la Sierra de Libar	363
Figure III.37 - Coupes géologiques sériees de la Serrania de Grazalema aux abords du chevauchement frontal pénibétique	365
Figure III.38 - L'organisation hydrogéologique de la Serrania de Grazalema. Données quantitatives	368
Figure III.39 - Carte hydrogéologique de la Serrania de Grazalema. Les exutoires de la Serrania et leur bassin d'alimentation karstique	369
Figure III.40 - Diagramme hydrochimique triangulaire pour quelques émergences du "Complexe tectono-sédimentaire du Guadalquivir"	372
Figure III.41 - Diagramme hydrochimique triangulaire pour quelques émergences du domaine pénibétique	372
Figure III.42 - Organisation des écoulements en fonction du dispositif structural : Exemple de la gouttière de Villaluenga del Rosario	374
Figure III.43 - Représentation schématique de la zone noyée synclinale du Guadiaro et des circulations souterraines connexes	376
Figure III.44 - Relation précipitation-débit pour les émergences del Gato et de Benaolan	378
Figure III.45 - Les modelés de dissolution superficielle et leur contexte lithologique	380
Figure III.46 - Le modelé nivo-karstique de la Sierra del Endrinal	381
Figure III.47 - Détail du modelé nivo-karstique de la Sierra del Endrinal	382
Figure III.48 - Exemples de méga-écroulement dans la Sierra de Libar : le Hacho de Montejaque et El Palo	386
Figure III.49 - Cartographie morphologique de la Cueva de la Pileta (Málaga)	390
Figure III.50 - Évolution schématique du Système de la Pileta dans son environnement morpho-structural et en fonction de l'encaissement du río Guadiaro	392
Figure III.51 - Évolution schématique des galeries de la Cueva de la Pileta	394
Figure III.52 - Le complexe souterrain Huididero-Gato dans son environnement morpho-structural	395
Figure III.53 - Aspects morphologiques et position morphogénique de la Cueva del Gato	397
Figure III.54 - Exemples de pertes de fond du Pantano de Montejaque	399
Figure III.55 - Les expériences de traçage au sel sur les pertes du Pantano de Montejaque	400
Figure III.56 : Comparaison des débits des pertes du Pantano de Montejaque et du cours d'eau souterrain temporaire du complexe spéléologique Huididero-Gato aux Km. 1,5 et 3,8	401
Figure III.57 - Corrélogramme croisé des pluies et débits du système karstique du Gato	403
Figure III.58 - Analyse des chroniques des pluies (A : Grazalema) et des débits de l'émergence du Gato (B). Corrélogramme croisé -courte durée	403

Figure III.59 - Analyse des chroniques des pluies (A : Grazalema) et des débits de l'émergence du Gato (B). Spectre de densité de variance - courte durée	403
Figure III.60 - Schéma évolutif du complexe souterrain Hundidero-Gato	405
Figure III.61 - Les phases de surcreusement de la Galeria del Aburamiento (Hundidero-Gato)	407
Figure III.62 - Évolution schématique du réseau spéléologique Hundidero-Gato anté- et post-émienne	407
Figure III.63 - La paléo-vallée du Guadares dans son contexte morpho-structural "actuel"	409
Figure III.64 - Coupe schématique du rebord oriental du bassin molassique de Ronda: le recoupement de la surface messinienne par la surface "pliocène" elle-même entaillée par l'Arroyo de la Ventilla del Toro	411
Figure III.65 - Les témoins des aplanissements "pliocènes" dans le bassin de Ronda et ses rebords pénibétiques	411
Figure III.66 - Les étapes d'enfoncement du Guadiaro et les structurations du drainage karstique dépendant du niveau de base du Guadiaro	413
Figure III.67 - Poljés et dispositif litho-structural de la Sierra de Líbar	418
Figure III.68 - Coupes géologiques sériees du poljé de Líbar	420
Figure III.69 - Coupe géologique schématique des Llanos de Villaluenga	422
Figure III.70 - Carton morphologique du poljé de Líbar	423
Figure III.71 - La Sima KL 1 : un paléo-gouffre d'absorption contemporain du Niveau 1	424
Figure III.72 - La Sima de Líbar : un paléo-gouffre d'absorption contemporain du Niveau 2	424
Figure III.73 - Schéma d'évolution des vallons perchés du Llano de Líbar	425
Figure III.74 - Schéma d'évolution globale du poljé de Líbar	426
Figure III.75 - Les pertes et soutirages actuels du Llano de Líbar et leur situation par rapport à la Sima de Líbar. Exemples de deux ponors "pénétrables" : le KL 7 et le KL 8	427
Figure III.76 - Carton morphologique du poljé du Pozuelo	432
Figure III.77 - La Sima du Pozuelo	434
Figure III.78 - Évolution morphologique du poljé de Montalate	435
Figure III.79 - Carton morphologique des Llanos de Villaluenga	436
Figure III.80 - Les Simas del Republicano et del Cabito de Ronda	437
Figure III.81 - Localisation et topographies des simas de embayment de l'Aljibe.	439
Figure III.82 - Sur le rôle des affluents dans l'évolution du rebord oriental du Llanos de Villaluenga	440
Figure III.83 - Évolution du système Llanos de Villaluenga-Sima del Republicano durant les épisodes morpho-climatiques pléistocènes	441

Figure III.84 - Évolution schématique des Llanos de Villaluenga (Cadiz)	442
Figure III.85 - Carton morphologique des dépressions de Villaluenga del Rosario	444
Figure III.86 - La Sima de Villaluenga del Rosario	445
Figure III.87 - Schéma d'évolution de la dépression de Villaluenga del Rosario en rapport avec l'accident barrant de la Manga.	446
Figure III.88 - Évolution du poljé de Villaluenga del Rosario et sa relation avec la Sima de Villaluenga	447
Figure III.89 - Carton morphologique du poljé de Benaoján	449
Figure III.90 - Coupe schématique du poljé de Benaoján	449
Figure III.91 - Carte de localisation de la Serranía de Ronda	468
Figure III.92 - Carte synthétique des Sierras de las Nieves-Prieta et de leurs environs immédiats	469
Figure III.93 - Colonnes litho-stratigraphiques des unités de la Dorsale Bétique	470
Figure III.94 - Coupes sériées de la Sierra de las Nieves	473
Figure III.95 - Coupes sériées de la Sierra Prieta-Bonela	474
Figure III.96 - Répartition schématique des principaux exutoires karstiques de la Serranía de Ronda	477
Figure III.97 - Répartition des principaux exutoires karstiques des Sierras de las Nieves-Prieta	479
Figure III. 98 - Coupe et plan de la Cueva de los Zarzalones (exutoire karstique du río Grande)	480
Figure III.99 - La Sierra de las Nieves : situation et limite de la carte géomorphologique H.T.	486
Figure III.100 - Les grandes unités morpho-structurales de la Sierra de las Nieves et de ses piémonts	486
Figure III.101 - Répartition des dépressions karstiques sur le plateau sommital de las Nieves	488
Figure III.102 - Évolution morpho-karstique des Hoyos de los Pilonés-Pilar	489
Figure III.103 - Coupe synthétique d'une dépression fermée de la Sierra de las Nieves	490
Figure III.104 - Transects transversal et longitudinal des vallons en V de la région sommitale de la Sierra de las Nieves. Exemple du vallon del Cerro Alto	491
Figure III.105 - Coupe synthétique dans les formations argilo-siliceuses de la Sierra de las Nieves (rebord nord de los Hoyos del Pilar)	493
Figure III.106 - Schéma de répartition des altérites en fonction du contexte morphologique	494
Figure III.107 - Évolution schématique du relief à buttes de la Sierra de las Nieves	495
Figure III.108 - Évolution schématique des vallons en U, en V et à fond plat de la Sierra de las Nieves	498

Figure III.109 - Synthèse des éléments morpho-karstiques de la Sierra de las Nieves	497
Figure III.110 - L'entrée du système souterrain "Calabaza-Búho-3J et les ravines (Sierra de las Nieves)	499
Figure III.111 - Évolution schématique du méandre de la Sima del Búho (Sierra de las Nieves)	499
Figure III.112 - La Sima G.E.S.M. (Sierra de las Nieves)	502
Figure III.113 - Répartition des cavités recoupées sur la Sierra de las Nieves	507
Figure III.114 - Coupe de la Sima Honda et de la Sima de las Palomas : deux exemples de monopuits recoupés par le versant (Sierra de las Nieves)	506
Figure III.115 - La Sima TO 33 et son environnement morphologique actuel (Sierra de las Nieves)	507
Figure III.116 - Situation et reconstitution schématique de la cavité décapitée del Pico de Jarro (Sierra de las Nieves)	509
Figure III.117 - Situation, topographie et reconstitution schématique de la cavité recoupée par le vallon del Cerro Alto (Sierra de las Nieves)	510
Figure III.118 - Situation de la cavité décapitée de los Enamorados dans son contexte morphologique actuel (Sierra de las Nieves)	511
Figure III.119 - Évolution schématique de la cavité décapitée de los Enamorados : un exemple étonnant d'inversion de relief (Sierra de las Nieves)	512
Figure III.120 - Orientation comparative de la fracturation et du développement des paléocavités de la Sierra de las Nieves	512
Figure III.121 - Le semi-poljé des Llanos de la Nava	514
Figure III.122 - Étagement schématique des éléments morpho-pédologique sur le "piémont" NW de la Sierra de las Nieves	516
Figure III.123 - L'agencement fluvio-karstique du río del Sabinal (piémont septentrional de la Sierra de las Nieves)	518
Figure III.124 - Coupe des travertins de Tolox	521
Figure III.125 - Coupe détaillée de la base de la table supérieure de Tolox	522
Figure III.126 - Coupe détaillée de la base de la table de travertin intermédiaire de Tolox	523
Figure III.127 - Évolution schématique de l'encaissement basal du río Horcajos et des phases de construction travertineuse de Tolox	524
Figure III.128 - Coupe schématique des formations détritiques du río de los Horcajos	525
Figure III.129 - Évolution schématique comparée entre les formations détritiques et travertineuses du río de los Horcajos	527
Figure III.130 - Situation et coupes des dépôts de pente del Moro - Vallée amont du río Verde	529
Figure III.131 - Carte de situation des différents sites étudiés	536

Figure III.132 - Les travertins de Jorox	538
Figure III.133 - Coupe synthétique des travertins de Jorox	539
Figure III.134 - Evolution schématique du site de Jorox	542
Figure III.135 - Relation entre les travertins de source et de vallée et la stabilisation de l'exutoire karstique	548
Figure III.136 - Les travertins de Yunquera	547
Figure III.137 - Les différentes générations de travertins de Yunquera (vue d'en face)	548
Figure III.138 - Reconstitution schématique des tables de travertins de Yunquera	552
Figure III.139 - Coupe synthétique et schématique des formations néogènes du piémont méridional de la Sierra Alcaparain, région du Puerto de los Martínez (Casarabonela - Malaga)	556
Figure III.140 - Evolution géodynamique du piémont de la Sierra Prieta dans le cadre d'un fonctionnement en Gilbert delta des formations pliocènes	561
Figure III.141 - Distribution schématique des différents ensembles détritiques de la plateforme d'Alozaina et situation des coupes ici étudiées	563
Figure III.142 - Coupe du front de la plateforme d'Alozaina au niveau de l'interfluve Luga-Viñas	564
Figure III.143 - Coupe au travers de la plateforme d'Alozaina au niveau de l'entaille de l'arroyo del Lugar.	565
Figure III.144 - Coupe schématique et synthétique du piémont de la Sierra Prieta	567
Figure III.145 - Coupe de la cavité de los Huesos	568
Figure III.146 - Coupe schématique sur la relation "Brèches mortadelles" et travertins d'Alozaina	570

Livre IV

Figure IV.1 - Représentation schématique des dynamiques d'interactions relevées dans les systèmes karstiques étudiés	608
Figure IV.2 - Représentation schématique des principaux événements paléogéographiques et des successives étapes karstogéniques de la Transversale de Ronda	609
Figure IV.3 - Représentation schématique des principaux événements paléogéographiques et des successives étapes karstogéniques du Vercors	610
Figure IV.4 - Représentation schématique du basculement du drainage karstique lié à un effet eustatique différencié : exemple de la Serranía de Ronda	611
Figure IV.5 - Représentation schématique d'une capture endokarstique provoquée par un effet de soulèvement : exemple de la Sierra de las Nieves	612
Figure IV.6 - Les vecteurs d'informations morphogéniques du karst	613

TABLE DES TABLEAUX

Livre I

Tableau I.1 - Structure, fonctionnement et évolution d'un système karstique	34
Tableau I.2 - Moteur et énergies participant à la structuration et fonctionnement d'un système karstique gravifique	39
Tableau I.3 - Traits sédimentologiques et morphométriques des dépôts de galets en fonction du mode de transport	86
Tableau I.4 - Les principaux types de dépôts endokarstiques détritiques en fonction de leur mode de transport et de leur origine	89

Livre II

Tableau II.1 - Tableau des colorations dans le Vercors	128
Tableau II.2 - Tableau comparatif des "bassins-versants" de la Bourne et de la Vernaion	131
Tableau II.3 - Résultats isotopiques et âge des concrétions stalagmitiques	182
Tableau II.4 - Synthèse stratigraphique du Pliocène et du Quaternaire	211
Tableau II.5 - Résultats des datations U/Th sur les spéléothèmes des cavités des Quatre Montagnes	215
Tableau II.6 - Comparaison entre les débits de Bournillon et d'Arbois	176

Livre III

Tableau III.1 - Tableau synoptique	346
Tableau III.2 - Répartition des exutoires karstiques de la Serranía de Grazalema en fonction de leur débit	367
Tableau III.3 - Caractéristiques des bassins d'alimentation karstique des sources au débit inférieur à 50 l/s des sierras subbétiques et del Pinar	371
Tableau III.4 - Les caractères des principales émergences karstiques des sierras subbétiques et del Pinar	370
Tableau III.5 - Les caractéristiques des bassins d'alimentation karstiques de l'Unité del Endrinal-	375

Caillo-Peñon Grande

Tableau III.6 - Les caractères des émergences de la Sierra de Lívar	375
Tableau III.7 - Les émergences de la Sierra de Lívar et leur bassin d'alimentation	376
Tableau III.8 - Les comportements hydrogéologiques de la Serranía de Grazalema	377
Tableau III.9 - Inventaire des secousses sismiques dans la Serranía de Grazalema	387
Tableau III.10 - Éléments traces des remplissages noirâtres de la Pileta	392
Tableau III.11 - Expériences de traçage au sel au niveau du Pantano de Montejaque	399
Tableau III.12 Profil synthétique du remblaiement du Niveau 2 du poljé de Libar	429
Tableau III.13 Profil synthétique du remblaiement du Niveau 3 du poljé de Libar	429
Tableau III.14 Profil synthétique du remblaiement du Niveau 1 du poljé de Libar	430
Tableau III.15 - Caractères géochimiques des sources de Tolox	481
Tableau III.16 - Analyses isotopiques $+O$ et ^{13}C des eaux provenant des exutoires karstiques de la Serranía de Ronda.	481
Tableau III.17 - Résultats isotopiques et âge des concrétions stalagmitiques et travertins de la Sierra de las Nieves	505
Tableau III.18 - Tableau synoptique de l'évolution morphogénique de la Sierra de las Nieves	531
Tableau III.19 - Analyse physico-chimique de l'émergence de Jorox -Septembre 1991	537
Tableau III.20 - Résultats isotopiques et âges des échantillons travertineux	540
Tableau III.21 - Détermination des espèces végétales contenues dans les travertins de Jorox à partir des empreintes foliaires	540
Tableau III.22 - Analyse physico-chimique du captage de Yunquera -Septembre 1991	550
Tableau III.23 - Résultats des analyses isotopiques C^{13} et O^{18} sur les eaux des sources ayant données des travertins et sur les travertins	558

Livre IV

Tableau IV.1 - Les grands événements paléogéographiques et leurs expressions morphologique et karstique dans le Vercors et la Transversale de Ronda	614
---	-----

TABLE DES PHOTOS

Photo 1 - Galerie en conduite forcée Photo S. Caillault	80 bis
Photo 2 - Galerie en trou de serrure dans le Trou Qui Souffle (Méaudre-Vercors) Photo S. Caillault	80 bis
Photo 3 - Base d'une section en trou de serrure de l'Antre de Vénus (Méaudre-Vercors) Photo S. Caillault	80 ter
Photo 4 - "Brèche" litée dans l'Antre de Vénus (Méaudre-Vercors) Photo S. Caillault	80 ter
Photo 5 - Le rebord méridional du massif des Coulmes (Vercors) Photo J.J. Delannoy	164 bis
Photo 6 - Le relief à buttes du massif des Coulmes Photo J.J. Delannoy	164 bis
Photo 7 - Le val de Romeyère-Rencurel et le rebord oriental du massif des Coulmes Photo J.J. Delannoy	164 ter
Photo 8 - Les terrasses étagées rissienne et würmienne déposées par la Bourne et la Vernaison Photo J.J. Delannoy	164 ter
Photo 9 - Rebord oriental des Hauts Plateaux du Vercors (Rochers de Malaval, 2092 m d'altitude) Photo Ph. Audra	224 bis
Photo 10 - Rebord oriental externe du Vercors (Grand Moucherolle) Photo S. Caillault	224 bis
Photo 11 - Le val de Lans-en-Vercors - Villard-de-Lans et le rebord oriental du Vercors Photo J.J. Delannoy	224 ter
Photo 12 - Le val d'Autrans-Méaudre (Vercors) Photo J.J. Delannoy	224 ter
Photo 13 - Coupe AV.1 de l'Antre de Vénus Photo S. Caillault	238 bis
Photo 14 - Détail du matériel grossier contenu dans le colmatage de l'Antre de Vénus Photo S. Caillault	238 bis
Photo 15 - Le paléodrain de Favot recoupé par le versant nord des gorges de la Bourne Photo B. Lismonde	238 ter
Photo 16 - Le tunnel "d'entrée" de la grotte Favot Photo C.P.I.E. Vercors.	238 ter

Photo 17 - L'extrémité méridionale du val médian Photo J.J. Delannoy	276 bis
Photo 18 - Les gorges de la Vernaison recourent en cluse l'anticlinal des Coulmes- Bois de l'Allier- Montagne de l'Arp-Lente Photo J.J. Delannoy	276 bis
Photo 19 - Porche d'entrée de la grotte de Bournillon (418 m) Photo B. Lismonde	276 bis
Photo 20 - Porche d'entrée de la grotte de la Luire lors d'une "crevaision" Photo S. Caillaud.	276 bis
Photo 21 - La Sierra del Endrinal (Serranía de Grazalema) Photo J.J. Delannoy.	388 bis
Photo 22 - Paysage caractéristique des reliefs de la Serranía de Grazalema Photo J.J. Delannoy.	388 bis
Photo 23 - Exemple de plafond "cupulé" de la Cueva de la Pileta (Benaolan-Sierra de Libar, Serranía de Grazalema) Photo J.M. Étienne	388 ter
Photo 24 - Peintures rupestres ornant les parois de la Cueva de la Pileta (Benaolan-Sierra de Libar, Serranía de Grazalema) Photo J. Búllon.	388 ter
Photo 25 - Le "lac" de retenue du <i>pantano</i> de Montejaque sur le río Guadares (extrémité septentrionale de la Sierra de Libar-Serranía de Grazalema) Photo J.J. Delannoy	396 bis
Photo 26 - Porche d'entrée de la Cueva del Hundidero Photo J.J. Delannoy	396 bis
Photo 27 - Galerie de la traversée spéléologique Hundidero-Gato (salle de la Plaza de Toros) Photo J.M. Bernal García	396 ter
Photo 28 - Porche de la Cueva del Gato Photo J.J. Delannoy.	396 ter
Photo 29 - Le poljé del Pozuelo (Sierra de Libar, Serranía de Grazalema) Photo J.J. Delannoy	432 bis
Photo 30 - Le même poljé del Pozuelo (Sierra de Libar, Serranía de Grazalema) Photo J.J. Delannoy	432 bis
Photo 31 - La Sima de Villaluenga del Rosario (Serranía de Grazalema) Photo J.J. Delannoy	432 ter
Photo 32 - Sima del Republicano Photo Ph. Audra	432 ter
Photo 33 - Plateau sommital de la Sierra de las Nieves (Serranía de Ronda) Photo J.J. Delannoy	498 bis
Photo 34 - Le sommet del Torrecilla, point culminant de la Sierra de las Nieves (1919 m) Photo J.J. Delannoy	498 bis

- Photo 35 - Détail du plateau sommital de la Sierra de las Nieves (Serranía de Ronda)** 498 ter
Photo J.J. Delannoy
- Photo 36 - Cavité recoupée en ligne de crête de la Sierra de las Nieves** 498 ter
Photo J.L. Guendon
- Photo 37) La Sima Honda (Sierra de las Nieves, Serranía de Ronda)** 512 bis
Photo J.J. Delannoy
- Photo 38 - "Doline" d'entrée de la Sima G.E.S.M. (Sierra de las Nieves, Serranía de Ronda)** 512 bis
Photo J.L. Guendon
- Photo 39 - Retombée sud-orientale de la Sierra de las Nieves (río Horcajos)** 512 ter
Photo J.J. Delannoy
- Photo 40 - Le "piémont" septentrional de la Sierra de las Nieves : la Sierra de los Arcos.** 512 ter
Photo J.J. Delannoy
- Photo 41 - Retombée sud-orientale de la Sierra Prieta (Serranía de Ronda)** 562 bis
Photo J.L. Guendon
- Photo 42 - Retombée sud-orientale de la Sierra Prieta (Serranía de Ronda)** 562 bis
Photo J.L. Guendon.
- Photo 43 - Détail de la paroi du travertin du Puerto de los Martinez** 562 ter
Photo J.J. Delannoy.
- Photo 44 - Détail de la base du remblaiement bréchiq (de type "Mortadelle") au fond de la gorge de l'Arroyo del Lugar** 562 ter
Photo J.J. Delannoy.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS	19
INTRODUCTION GÉNÉRALE	23

LIVRE I

PREMIÈRE PARTIE - LE CADRE PHILOSOPHIQUE ET THÉORIQUE DE NOTRE RECHERCHE 25

CHAPITRE I. PHILOSOPHIE DE NOTRE DEMARCHE SCIENTIFIQUE ET OBJETS DE NOTRE RECHERCHE 29

CHAPITRE II. ASPECTS THEORIQUES DU KARST ET PERSPECTIVES SYSTEMIQUES 33

1. INTRODUCTION À L'ÉTUDE DU KARST ET À L'APPROCHE SYSTÉMIQUE 33

2. VERS UNE DÉFINITION DU SYSTEME KARSTIQUE 34

3. LES COMPOSANTS DU "SYSTEME KARSTIQUE" 35

3.1. La structure du système karstique 35

3.1.1. La structure hydrogéologique 35

3.1.2. La structure morphologique 36

3.1.3. La terminologie spéléologique 36

3.1.4. La conception de la structure karstique envisagée dans notre travail 36

3.1.4.1. L'exokarst 36

3.1.4.2. L'endokarst 39

3.2. Le fonctionnement du système karstique 39

3.2.1. Les moteurs du système karstique 39

3.2.2. Les facteurs intervenants dans la karstification 41

3.2.3. Interaction entre les facteurs chimiques et la circulation des eaux 42

3.2.4. Interaction entre le facteur géologique et le potentiel de karstification 42

3.3. Les principaux types d'évolution du système karstique 43

4. CONCLUSIONS 44

DEUXIÈME PARTIE - LE CADRE MÉTHODOLOGIQUE DE NOTRE RECHERCHE : POUR UNE MEILLEURE APPRÉHENSION DES RELATIONS ENTRE KARSTOGÉNÈSE ET MORPHOGÉNÈSE 45

INTRODUCTION 49

CHAPITRE I. L'APPROCHE THÉORIQUE ET MÉTHODOLOGIQUE DE LA DYNAMIQUE KARSTIQUE 51

1. A LA RECHERCHE DU BON PARADIGME POUR ABORDER LA DISSOLUTION 51

1.1. Les différents acteurs en présence 51

1.2. Le paradigme climatique 52

1.3. Le paradigme de la dissolution superficielle 52

1.4. La mise en place du paradigme systématique 53

1.5. Le paradigme actuel des systèmes dynamiques instables 54

2. L'APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE PROPOSÉE	55
2.1. De la méthode souhaitée à la méthode retenue	55
2.2. Une approche qualitative des apports d'H ₂ O et de CO ₂ à l'entrée du système	56
2.3. L'évaluation de la dissolution spécifique	56
3. CONCLUSIONS	57

CHAPITRE II. PROCÉDURE DESCRIPTIVE ET ANALYTIQUE DES DOMAINES ÉTUDIÉS **59**

1. LE CADRE GÉOLOGIQUE, PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET PALÉOCLIMATIQUE : LE CHOIX DES DONNÉES AYANT UNE VALEUR KARSTOGENIQUE	59
1.1. Le contexte géologique	59
1.2. Les événements paléogéographiques	61
1.3. Les variations paléoenvironnementales	62
1.4. Conclusions	64
2. APPORTS DES MORPHOLOGIES SUPERFICIELLES DANS LA COMPRÉHENSION KARSTOGÉNIQUE	64
2.1. Les apports et influences du modelé glaciaire	65
2.2. Les apports et significations d'une surface d'aplanissement	65
2.3. Conclusions	66
3. SIGNIFICATIONS ET APPORTS DES PRINCIPALES FORMES ET FORMATIONS KARSTIQUES	66
3.1. Les poljés	67
3.1.1. Crise tectonique	67
3.1.2. Crise climatique	68
3.1.3. Crise géomorphologique	68
3.1.4. Conclusions	68
3.2. Les cavités recoupées	69
3.3. Les travertins	69
3.3.1. Les facteurs physico-chimiques	69
3.3.2. Les facteurs hydrogéologiques, hydrochimiques et environnementaux s.l.	70
3.3.3. Les conditions optimales à la travertinisation	71
4. CONCLUSIONS	72

CHAPITRE III. LES APPORTS DE L'ENDOKARST DANS L'APPROCHE MORPHOGÉNIQUE **73**

1. LES APPORTS DES FORMES ENDOKARSTIQUES	73
1.1. Les galeries creusées dans la zone noyée	74
1.2. Les galeries creusées dans la zone non saturée du karst	76
1.2.1. Les galeries exclusivement creusées dans la zone non saturée	77
1.2.2. Évolution des paléodraines dans la zone non saturée du karst	78
2. LES APPORTS DES FORMATIONS ENDOKARSTIQUES	80
2.1. Les sédiments détritiques	80
2.1.1. Les sédiments clastiques	80
2.1.2. Les sédiments alluviaux	82
2.1.2.1. En fonction de l'origine du matériel alluvial	82
2.1.2.2. En fonction de leur mise en place	84
2.1.2.3. En fonction de leur taille et de leur forme	85
2.1.3. Conclusions	88
2.2. Les sédiments chimiques	88
2.2.1. Rappel sur les conditions de formation des spéléothèmes	89
2.2.1.1. Les facteurs externes	90

2.2.1.2. Les facteurs internes	91
2.2.2. Les informations spéléogéniques et karstogéniques des spéléothèmes : approche méthodologique	93
2.2.2.1. Les informations issues de l'observation	93
2.2.2.2. Les informations issues des analyses	95
2.2.2.3. L'apport des analyses radiométriques	99
2.2.2.4. Les autres types d'analyses des spéléothèmes	102
2.2.2.5. Les variations isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans les spéléothèmes	103
2.2.2.6. L'analyse pollinique	104
2.3. Conclusions sur les apports des formations endokarstiques	104
2.3.1. Le sédiment et le cadre géologique	106
2.3.2. Le sédiment et la structure de drainage	106
2.3.3. Le sédiment, l'âge et l'environnement morphospéléologique	106
3. CONCLUSIONS SUR LES APPORTS DE L'ENDOKARST	108

LIVRE II

PREMIÈRE PARTIE - INTRODUCTION GÉNÉRALE À LA CONNAISSANCE DU VERCORS 109

CHAPITRE I. LE CADRE GÉOLOGIQUE 115

1. LE CONTEXTE SÉDIMENTAIRE	115
1.1. La séquence sédimentaire secondaire	115
1.2. La séquence miocène	115
2. LES DONNÉES LITHO-STRATIGRAPHIQUES	115
2.1. Les ensembles carbonatés du Secondaire	115
2.1.1. L'ensemble portlandien	115
2.1.2. L'ensemble valanginien	115
2.1.3. L'ensemble barrémo-aptien inférieur	119
2.1.4. L'ensemble Crétacé supérieur	121
2.2. Les assises du Tertiaire	121
2.2.1. L'ensemble continental paléogène	121
2.2.2. L'ensemble "molassique" miocène	121
3. LE DISPOSITIF STRUCTURAL	123

CHAPITRE II. L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DU VERCORS 127

1. L'INDIGENCE DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE	127
2. LA DOUBLE PRÉDOMINANCE DE LA BOURNE DANS L'ORGANISATION DES ÉCOULEMENTS	127
3. LE RÔLE DE LA STRUCTURE DANS L'ORGANISATION DU DRAINAGE	130
4. SUR LA PART DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ET DES CONTRAINTES GÉOLOGIQUES DANS L'ÉVOLUTION DES SYSTÈMES KARSTIQUES	132
CONCLUSION PARTIELLE SUR LE DRAINAGE DU VERCORS	136

CHAPITRE III. LES APPORTS DE LA CONNAISSANCE DES FORMATIONS DU PIÉMONT ALPIN DANS LA DÉFINITION DU CADRE MORPHOGÉNIQUE	137
1. L'ÉVOLUTION NÉOGENE DU PIÉMONT SEPTENTRIONAL DU VERCORS	137
1.1. La sédimentation molassique miocène	137
1.2. Les effets de la crise messinienne et la transgression pliocène	139
2. L'ÉVOLUTION PLÉISTOCÈNE ET LES FLUCTUATIONS DE L'ISÈRE	140
2.1. L'évolution pléistocène au niveau de la cluse de Grenoble-Voreppe	141
2.2. L'évolution pléistocène au niveau du Royans et de la basse-Isère	143
3. CONCLUSIONS : LE VERCORS SOUS DOUBLE INFLUENCE	144
 DEUXIÈME PARTIE - ÉTUDE DES ENTITÉS KARSTIQUES DÉPENDANTES DE LA BOURNE	 145
CHAPITRE I. LE MASSIF DES COULMES ET LE SYSTÈME DE CHORANCHE	151
INTRODUCTION	151
1. LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET SES IMPLICATIONS HYDROGÉOLOGIQUES	151
1.1. Le cadre litho-structural	151
1.1.1. Le dispositif structural	151
1.1.2. Le contexte lithologique	153
1.2. L'organisation hydrogéologique	153
1.2.1. L'unité de Presles-Goule du Pylône	154
1.2.2. L'unité de Fauries-Jallifier	154
1.2.3. L'unité de Choranche et l'unité de Pré-Martin	156
1.2.3.1. L'unité de Pré-Martin	158
1.2.3.2. L'unité de Choranche	158
1.2.4. L'unité orientale	158
1.2.5. Conclusions	159
2. LE MODÈLE KARSTIQUE ET SES APPORTS MORPHOGÉNIQUES	159
2.1. Le relief à buttes de la zone sommitale des Coulmes	159
2.2. Le rebord oriental des Coulmes	163
2.3. Le "plateau" de Presles	164
2.4. Les gorges aval de la Bourne	165
2.5. La retombée iséroise des Coulmes s.l.	166
3. ÉTUDE ENDOKARSTIQUE DU MASSIF DES COULMES	171
3.1. Les cavités héritées	171
3.1.1. Les cavités décapitées	171
3.1.2. Les cavités recoupées	173
3.1.2.1. La grotte de Pré Létang	173
3.1.2.2. La grotte de Marignat	179
3.1.3. Conclusion	179
3.2. Les systèmes souterrains fonctionnels	180
3.2.1. L'approche morpho-spéléologique	180
3.2.1.1. La grotte de Gournier	180
3.2.1.2. Le "système" Coufin-Chevaline	184
3.2.2. L'approche systémique : la perspective d'un seul système endokarstique	190
3.2.3. Conclusions	194

4. RECONSTITUTION MORPHOGÉNIQUE DU MASSIF DES COULMES	195
4.1. Un système karstique associant poljés synclinaux et grottes-tunnel	195
4.2. L'évolution miocène des Coulmes	196
4.3. L'évolution karstogénique des Coulmes commandée par l'incision de la Bourne	197
5. CONCLUSION TRANSITOIRE	197
 CHAPITRE II. LES "QUATRE MONTAGNES"	199
INTRODUCTION : PRÉSENTATION DU DOMAINE ET OBJECTIFS DE RECHERCHE	199
1. LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE	201
1.1. Le dispositif litho-structural	201
1.1.1. Le contexte lithologique	201
1.1.2. Le dispositif structural	201
1.2. L'organisation hydrogéologique	202
1.2.1. Les systèmes dépendants de la Bourne	202
1.2.1.1. Le système de Goule Noire	202
1.2.1.2. Le système de Goule Blanche	205
1.2.2. Les systèmes dépendants du Furon-Isère	206
1.2.2.1. Le système du Bruyant	206
1.2.2.2. Le système des Cuves de Sassenage	207
1.2.3. Conclusions	210
2. LES APPORTS DU MODELÉ SUPERFICIEL DANS LA COMPRÉHENSION KARSTOGÉNIQUE	210
2.1. Les péjorations pléistocènes et leurs incidences morphologiques	210
2.1.1. Les incidences morphogéniques et karstogéniques du glacier isérois et des ses diffuences	212
2.1.1.1. Les apports des cavités recoupées par le recul du rebord externe	212
2.1.1.2. Les incidences de la diffuence iséroise du Furon	216
2.1.2. Les incidences morphologiques des glaciers locaux du Vercors	218
2.1.3. Les épisodes glacio-lacustres du Val-de-Lans - Villard-de-Lans	220
2.1.4. Conclusion	227
2.2. Le val d'Autrans-Méaudre : une double empreinte	228
2.3. Les principaux enseignements morphogéniques du modelé superficiel des Quatre Montagnes	231
3. LES ENSEIGNEMENTS DES GRANDS "SYSTEMES" SPÉLÉOLOGIQUES DES QUATRE MONTAGNES	232
3.1. Les apports des réseaux souterrains du val d'Autrans-Méaudre	232
3.1.1. L'Antre de Vénus : un témoin de la paléogéographie néogène	232
3.1.1.1. Étude spéleomorphologique de l'Antre de Vénus	232
3.1.1.2. Interprétation morphogénique des formes et formations endokarstiques	233
3.1.1.3. Reconstitution spélogénique	238
3.1.2. Un étagement de drainage mis en évidence à l'aval du système : grotte Favot-Goule Noire	239
3.1.2.1. Description spéleomorphologique	240
3.1.2.2. Reconstitution spélogénique	240
3.1.3. Un étagement de drainage mis en évidence au cœur du système karstique : exemple du Trou Qui Souffle	242
3.1.3.1. Les réseaux spéleologiques dans leur contexte géologique	242
3.1.3.2. Un agencement spélogénique soumis aux variations de la surface piézométrique	245
3.1.3.3. Le premier stade visible de drainage s.s. : la galerie de Pâques	245
3.1.3.4. La mise en place de shunts : les galeries François et Cuspide	246
3.1.3.5. Une "première" phase de migration du drainage s.s.	246
3.1.3.6. Une "seconde" phase de migration du drainage s.s.	246
3.1.3.7. De l'actuel fonctionnement hydrologique aux formations varvées du Trou Qui Souffle	248
3.1.4. Les apports karstogéniques et morphogéniques de l'endokarst	249
3.2. Les apports endokarstiques du système de Goule Blanche	251
3.2.1. Une structure endokarstique sous double dépendance	251

3.2.1.1. Des réseaux sous dépendance litho-structurale	251
3.2.1.2. L'exemple du Clôt d'Aspres	256
3.2.1.3. Des réseaux sous dépendance morphogénique	257
3.2.2. La pré-existence de paléo-drain s.s.	261
3.2.3. Reconstitution spéléogénique "du" système de Goule Blanche	264
3.3. Les apports du système endokarstique du Sornin-Sassenage	265
4. RECONSTITUTION MORPHOGÉNIQUE DES QUATRE MONTAGNES	269
4.1. Dans l'expectative d'une dynamique hydrographique	270
4.2. La "révélation" d'une première phase d'incision hydrographique	270
4.3. Sur les impacts des glaciations pléistocènes	271
 CHAPITRE III. LES APPORTS DU SYSTÈME KARSTIQUE ARBOIS-BOURNILLON-LUIRE	 273
1. LE SYSTÈME KARSTIQUE ARBOIS-BOURNILLON-LUIRE	273
1.1. Un système hydrogéologique particulier	273
1.2. L'approche morphospéléologique	275
1.2.1. L'empreinte d'au moins deux grandes générations de cavités	275
1.2.1.1. D'anciennes générations de cavités	275
1.2.1.2. Des cavités dépendantes de la Bourne	279
1.2.2. La grotte de la Luire	279
1.2.3. Les Sources d'Arbois et la grotte de Bournillon : l'expression d'un étagement d'exutoires karstiques	283
1.3. Reconstitution karstogénique du système Bournillon-Arbois-Luire	285
2. L'APPORT DE LA BIOSPÉLÉOLOGIE DANS LA RECONSTITUTION MORPHOGÉNIQUE	289
3. CONCLUSIONS	291
 TROISIÈME PARTIE - CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU MASSIF DU VERCORS	 293
 CHAPITRE I. LES APPORTS MORPHOGÉNIQUES DU KARST	 297
1. LES APPORTS DE L'EXOKARST	297
1.1. La mise en place d'un karst à buttes dans un contexte de faible énergie gravitaire soumis à une active karstification	297
1.2. Sur le fonctionnement en poljé des dépressions synclinales	298
1.3. L'apport des morphologies glacio-karstiques	298
2. LES APPORTS DE L'ENDOKARST	299
2.1. L'apport des cavités décapitées et recoupées	299
2.2. Les structures de drainage dépendantes de la Bourne	300
3. CONCLUSIONS	300
 CHAPITRE II. RECONSTITUTION MORPHOGÉNIQUE DU VERCORS	 301
1. LA KARSTIFICATION MIOCÈNE	301
2. UNE PHASE HYDROGRAPHIQUE EXPECTANTE	301
3. LES TÉMOINS D'UNE "PREMIÈRE" PHASE D'INCISION MARQUÉE DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE	302

4. L'APPRÉHENSION D'UNE "SECONDE" PHASE D'INCISION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DU VERCORS	303
5. LES IMPACTS DES GLACIATIONS PLÉISTOCÈNES DANS LA MORPHOGÈNESE DU VERCORS	304
5.1. Le rôle majeur de la diffuence du glacier de l'Isère remontant le Furon	304
5.2. La part des diffuences des calottes glaciaires dans l'évolution pléistocène du réseau hydrographique	305
5.3. Les glaciations pléistocènes et l'évolution endokarstique	306
CONCLUSIONS	306

LIVRE III

PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION GÉNÉRALE A LA CONNAISSANCE DE LA TRANSVERSALE DE RONDA (CORDILLERES BÉTIQUES OCCIDENTALES) : RÉPARTITION DES SIERRAS KARSTIQUES ET CONDITIONS GÉNÉRALES D'ÉVOLUTION	309
---	-----

CHAPITRE I. LES DOMAINES STRUCTURAUX BÉTIQUES	313
1. LES ZONES INTERNES BÉTIQUES	313
1.1. Les unités névado-filabrides	313
1.2. Les unités alpujarrides	313
1.3. Les unités malaguides	313
1.4. La Dorsale bétique	313
2. LES ZONES EXTERNES BÉTIQUES DE LA TRANSVERSALE ÉTUDIÉE	315
2.1. Le Pénibétique	315
2.2. Le Subbétique	315

CHAPITRE II. L'ÉVOLUTION STRUCTURALE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE DES CORDILLÈRES BÉTIQUES OCCIDENTALE	317
1. LA MISE EN PLACE DES NAPPES DE CHARRIAGE	317
2. LA TRANSGRESSION DE L'AQUITANO-BURDIGALIEN DÉTRITIQUE SUR LES NAPPES.	317
3. LA STRUCTURATION FINI-BURDIGALIENNE DES CORDILLERES BÉTIQUES	319
4. LE DÉPOT DES MOLASSES ET L'ÉVOLUTION FINI-MIOCÈNE	322
4.1. L'évolution miocène de la mer d'Alboran	323
4.2. Les formations molassiques du bassin de Ronda	323
4.3. Les surfaces d'aplanissements miocènes	328
4.4. Conclusions : les conditions de la sédimentation miocène en mer d'Alboran et dans le bassin de Ronda et ses enseignements paléogéographiques	329
5. LE PLIOCÈNE : UNE NETTE INDIVIDUALISATION DU DOMAINE MÉDITERRANÉEN	331
6. LES DÉPOTS CONTINENTAUX ANCIENNEMENT RAPPORTÉS AU "PLIO-PLÉISTOCÈNE" ET LEUR RAPPORT AVEC LA SÉDIMENTATION MARINE PLIOCÈNE	333
6.1. Les apports des sites de Torremolinos et du Puerto de los Martinez	333
6.2. Les rapports entre la brèche "mortadelle" et le Pliocène marin et la révision de son âge	334
7. LES MOUVEMENTS TECTONIQUES POST-PLIOCÈNES	335

8. LE BILAN DE LA MISE EN PLACE DES CORDILLERES BÉTIQUES	338
9. DES CONFIGURATIONS GÉOLOGIQUES FAVORABLES A LA KARSTIFICATION	339
CHAPITRE III. LE CONTEXTE PALÉOENVIRONNEMENTAL	341
1. LES CLIMATS DE TENDANCE TROPICALE DU TERTIAIRE	341
2. LES OSCILLATIONS CLIMATIQUES PLÉISTOCENES	342
2.1. Les héritages de morphogenèses glaciaire et périglaciaire	342
2.2. Les optima climatiques pléistocènes	343
CHAPITRE IV. CONCLUSION ET TABLEAU SYNOPTIQUE	345
DEUXIÈME PARTIE - LA SERRANÍA DE GRAZALEMA. CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES MASSIFS KARSTIQUES DE MOYENNE MONTAGNE BÉTIQUE OCCIDENTALE	349
CHAPITRE I. LE CADRE GÉOLOGIQUE ET L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DE LA SERRANÍA DE GRAZALEMA	357
1. LES CONTEXTES LITHO-STRATIGRAPHIQUES	357
1.1. Le Pénibétique et les unités associés	357
1.2. Le Subbétique	359
1.3. L'Unité del Pinar	359
1.4. Les écaillés du Corridor de Boyar	361
1.5. Les séries flyschoïdes allochtones	361
2. LES DISPOSITIFS STRUCTURAUX DE LA SERRANIA	362
2.1. L'agencement structural des Unités pénibétiques	363
2.2. Les grands ensembles structuraux du "complexe tectono-sédimentaire du Guadalquivir"	364
2.3. Conclusions	366
3. L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA	366
3.1. L'organisation hydrogéologique des <i>sierras</i> subbétiques et del Pinar	370
3.1.1. La Sierra del Pinar - Monte Prieto	370
3.1.2. L'ensemble subbétique de Zafalgar-Labradillo	370
3.1.3. L'Unité Albarracín - Cerro de las Cuevas	371
3.2. Les écoulements karstiques pénibétiques	372
3.2.1. L'Unité del Endrinal-Caillo-Peñon Grande	372
3.2.2. La Sierra de Líbar	373
3.3. Les comportements hydrogéologiques différenciés de la Serranía de Grazalema	377
CHAPITRE II. LES GRANDS TRAITS DU MODELÉ DE SURFACE DE LA SERRANÍA DE GRAZALEMA	379
1. LES SURFACES KARSTIQUES DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA	379
2. LES EMPREINTES MORPHO-CLIMATIQUES DES ÉPISODES FROIDS PLÉISTOCENES	381
2.1. Le modelé nivo-karstique de la Sierra del Endrinal	381

2.1.1. Les grands traits morphologiques de la Sierra del Endrinal	381
2.1.2. Le modelé nivo-karstique de la Sierra del Endrinal et ses enseignements paléo-climatiques	383
2.2. La gélifraction et la rareté des dépôts périglaciaires dans la Serranía de Grazalema	384
2.3. Conclusions sur les processus et morphologies périglaciaires de la Serranía de Grazalema	385
3. LES RETOUCHES DE LA NÉOTECTONIQUE	385
4. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LE MODELÉ DES HAUTES SIERRAS DE GRAZALEMA ET LEURS VERSANTS	388
 CHAPITRE III. L'APPORT DES GRANDS PHÉNOMÈNES SOUTERRAINS A LA CONNAISSANCE DE L'ÉVOLUTION KARSTIQUE RÉGIONALE	 389
1. LA CUEVA DE LA PILETA : UN PALÉO-DRAIN KARSTIQUE	389
1.1. Description des réseaux spéléologiques de la Cueva de la Pileta	389
1.1.1. Un étagement de galeries en "conduite-forcée"	389
1.1.2. Une cavité fortement concrétionnée	391
1.2. L'évolution spéléogénique de la Cueva de la Pileta	391
1.2.1. Le système karstique de la Pileta : le creusement des drains de la Pileta	391
1.2.2. "L'isolement" du système de la Pileta	393
1.2.3. L'assèchement définitif de la Cueva de la Pileta	393
1.3. Les enseignements karstologiques et morphologiques de l'étude de la Cueva de la Pileta	393
2. LE COMPLEXE SOUTERRAIN HUNDIDERO-GATO	394
2.1. Etude spéléomorphologique del Hundidero-Gato	396
2.2. Le fonctionnement actuel du système karstique Hundidero-Gato par l'approche hydrogéologique	398
2.2.1. Les apports des anciennes compagnes de traçage	398
2.2.2. Les apports des relations pluies-débit au travers de l'approche systémique	402
2.2.3. Conclusions sur le fonctionnement actuel du système karstique	403
2.3. Essai de reconstitution spéléogénique du complexe souterrain Hundidero-Gato dans le cadre d'une approche globale	404
2.3.1. Le système karstique du Gato : le creusement des drains karstiques	404
2.3.2. L'évolution du complexe Hundidero-Gato après son passage dans la zone vadose	404
2.3.3. Conclusions	406
3. LA MISE EN PLACE ET L'ÉVOLUTION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DU GUADIARO ET LEURS INCIDENCES SUR LA KARSTIFICATION ET LE DRAINAGE KARSTIQUE DE LA SIERRA DE LIBAR	409
3.1. La paléo-vallée du Guadares : un ancien affluent aérien du Guadiaro	409
3.2. La surimposition du réseau hydrographique du Guadiaro et de ses affluents sur "un" aplatissement pliocène	410
3.3. La mise en place du réseau hydrographique dans le bassin de Ronda	412
4. CONCLUSIONS : L'ÉBAUCHE D'UN CADRE KARSTOGÉNIQUE	412
 CHAPITRE IV. LES POLJÉS DE LA SIERRA DE LIBAR : DES PAYSAGES KARSTIQUES MAJEURS	 417
INTRODUCTION - LA SIERRA DE LIBAR : UNE SIERRA PROFONDÉMENT KARSTIFIÉE	417
1. LES POLJÉS DE LA SIERRA DE LIBAR : DES MORPHOLOGIES KARSTIQUES CONFORMES AU DISPOSITIF STRUCTURAL	419
1.1. Des poljés synclinaux : exemple des dépressions de Villaluenga del Rosario.	419
1.2. Les poljés tectoniques : exemple des dépressions de la Sierra de Lîbar	419
1.3. Poljé de carrefour lithologique : exemple des Llanos de Villaluenga	421
2. ÉTUDES MONOGRAPHIQUES DES POLJÉS DE LA SIERRA DE LIBAR	422
2.1. Les poljés fermés de la Sierra de Lîbar	422

2.1.1. Le poljé del Llano de Lfbar	422
2.1.1.1. Une vaste dépression fermée marquée par des niveaux et des <i>simas</i> étagés	422
2.1.1.2. D'anciennes formes fluviales	423
2.1.1.3. Les facteurs à l'origine d'une nappe d'inondation	427
2.1.1.4. Les apports de l'analyse des remblaiements colluviaux du poljé de Lfbar	428
2.1.1.5. Conclusions : le poljé de Lfbar, un témoin d'une longue évolution morpho-karstique	430
2.1.2. Le poljé del Pozuelo	432
2.1.2.1. Des niveaux de corrosion emboîtés	432
2.1.2.2. Un karst souterrain développé : la Sima del Pozuelo	432
2.1.2.3. Évolution et assèchement du poljé	433
2.2. Les "poljés ouverts" de la Sierra de Lfbar : des morphologies karstiques associées à des cours d'eau allogènes	435
2.2.1. Les Llanos de Villaluenga	435
2.2.1.1. Un semi-poljé fonctionnel	435
2.2.1.2. Un ancien réseau hydrographique	438
2.2.1.3. Les processus d'évolution karstique des Llanos de Villaluenga	438
2.2.1.4. Les enseignements de l'étude spéléologique : la Sima del Republicano	439
2.2.1.5. Une évolution marquée par l'alternance de phases de creusement et d'aplanissement karstique	440
2.2.2. Les dépressions de Villaluenga del Rosario	443
2.2.2.1. Des morphologies karstiques différenciées	443
2.2.2.2. Conditions et facteurs d'évolution du poljé de Villaluenga	444
2.2.3. Le poljé ouvert de Benaolán	447
2.2.3.1. Description	447
2.2.3.2. Évolution du "poljé" de Benaolán	447
3. CONCLUSIONS GÉNÉRALES. LES POLJÉS DE LIBAR : DES TÉMOINS D'UNE LONGUE ÉVOLUTION MORPHO-KARSTIQUE	448
 CHAPITRE V. ESSAI DE RECONSTITUTION KARSTOGÉNIQUE DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA	 453
1. LES PALÉO-KARSTS MÉZOZOÏQUE ET TERTIAIRE DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA ET DU BASSIN DE RONDA	453
1.1. Les témoins d'une karstification crétacée	453
1.2. Les apports morphologiques des épisodes karstiques tertiaires	453
1.2.1. Karstifications et aplanissements miocènes	454
1.2.2. La karstification pliocène dans le bassin de Ronda et ses environs	454
1.2.3. Les traits généraux des karstifications néogènes	455
2. LES PREMIÈRES PHASES D'ENFONCEMENT DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ET DE DÉVELOPPEMENT DES STRUCTURES ENDOKARSTIQUES	455
3. LES INCIDENCES DES MOUVEMENTS TECTONIQUES DU PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR	457
4. LES INCIDENCES DES ÉPISODES MORPHO-CLIMATIQUES DU PLÉISTOCÈNE MOYEN ET SUPÉRIEUR	458
 TROISIÈME PARTIE - LA SERRANÍA DE RONDA. CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES MASSIFS KARSTIQUES DE LAS NIEVES ET DE PRIETA	 461
 CHAPITRE I. LE CADRE GÉOLOGIQUE ET L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DES SIERRAS DE LAS NIEVES ET PRIETA ET DE LEURS PIÉMONT	 467
1. LES CONTEXTES LITHO-STRATIGRAPHIQUES DE LA SERRANIA DE RONDA	467
1.1. Le Pénibétique de Ronda	467

1.2. Les zones internes bétiques de la Transversale de Ronda	467
1.2.1. La Dorsale	467
1.2.2. L'unité alpujarride	470
1.2.3. L'unité malaguide	470
1.3. Les formations aquitano-burdigaliennes	471
2. LES DISPOSITIFS STRUCTURAUX DES SIERRAS DE LAS NIEVES-PRIETA-BONELA	471
2.1. L'organisation structurale d'ensemble	471
2.2. Les structures internes des unités géologiques de la Dorsale bétique	473
2.3. L'agencement structural des Sierras Prieta et de las Nieves	473
3. LES APTITUDES À LA KARSTIFICATION DE LA SERRANIA	475
3.1. Les aptitudes à la karstification de la Dorsale	475
3.2. L'aptitude à la karstification du Pénibétique de Ronda	476
4. L'ORGANISATION HYDROGÉOLOGIQUE DE LA DORSALE BÉTIQUE	477
4.1. L'organisation hydrogéologique de la Sierra de las Nieves	478
4.2. L'unité hydrogéologique de la Nava	482
4.3. Le drainage karstique du seuil de Yunquera	482
4.4. L'agencement hydrogéologique de la Sierra Prieta-Bonela	483
4.5. Conclusions	483
 CHAPITRE II. LA SIERRA DE LAS NIEVES ET SES PIÉMONTs	 485
1. LE PLATEAU SOMMITAL DE LAS NIEVES : LES FORMES ET ÉVOLUTIONS DE SURFACE	487
1.1. Le modelé exokarstique	487
1.2. Les formes et formations morpho-climatiques	490
1.2.1. Les formes d'incision liées aux écoulements superficiels	490
1.2.2. Les formes et formations périglaciaires	492
1.2.3. Les formations argilo-siliceuses	493
1.3. Le relief polygénique à buttes	494
1.4. Reconstitution évolutive du modelé de surface	497
2. CARACTERES ET ÉVOLUTION DE L'ENDOKARST DE LAS NIEVES. SA CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE MORPHOLOGIQUE DE LA SIERRA	498
2.1. Les pertes actives et les cavités de soutirage	498
2.2. L'étude d'un paléo-ponor : la Sima GESM	501
2.2.1. Description du réseau spéléologique dans son contexte litho-structural	501
2.2.2. Les enseignements karstogéniques	503
2.2.3. L'apport des remplissages souterrains	504
2.2.4. Conclusions et réflexions sur l'évolution du karst contemporain de la Sima GESM	505
2.3. Les cavités recoupées par les versants	506
2.3.1. Les monopuits et les cavités verticales décapités	506
2.3.2. Les témoins de vieux réseaux souterrains subhorizontaux	508
2.3.3. Les apports morphogéniques des cavités recoupées	509
2.4. La contribution morphogénique de l'endokarst de las Nieves	511
3. LES CARACTERES MORPHOLOGIQUES DES "PIÉMONTs" DE LA SIERRA DE LAS NIEVES	513
3.1. Le "piémont" nord-occidental	513
3.1.1. Le transect Llanos de la Nava-bassin de Ronda	513
3.1.1.1. Description et évolution des Llanos de la Nava	513
3.1.1.2. La toposéquence Llanos de la Nava-bassin de Ronda	515
3.1.2. Le piémont pénibétique de la Sierra de los Arcos	517
3.1.3. Conclusions	519
3.2. La retombée orientale et méridionale	520
3.2.1. Les formations travertineuses et détritiques de la vallée du río de los Horcajos	520

3.2.1.1. Les tables de travertins de Tolox	520
3.2.1.2. Les colmatages détritiques de la vallée du río de los Horcajos	525
3.2.1.3. Conclusions	526
3.2.2. Les formations détritiques de las Cuevas del Moro et leurs enseignements sur l'évolution de la vallée du río Verde	528
3.3. Conclusions	528
4. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA SIERRA DE LAS NIEVES ET DES PIÉMONT	530
 CHAPITRE III. LE PIÉMONT MEDITERRANEEN DES SIERRAS PRIETA-BONELA	 535
1. LES FORMATIONS TRAVERTINEUSES DES SIERRAS PRIETA-BONELA	535
1.1. Les tables de travertins de Jorox	537
1.1.1. Description des formations travertineuses de Jorox	537
1.1.2. Conditions d'évolution des formations travertineuses de Jorox	541
1.1.2.1. Une succession de phases de creusement et de construction travertineuses	541
1.1.2.2. Des témoins paléoenvironnementaux et paléoclimatiques	543
1.1.2.3. Des travertins de source et des travertins de vallée	543
1.2. Les travertins de Yunquera	546
1.2.1. Description des ensembles travertineux de Yunquera	546
1.2.2. Mise en place et évolution des formations travertineuses de Yunquera	551
1.3. La formation du Puerto de los Martinez	555
1.3.1. Description de la formation travertineuse du Puerto de los Martinez	555
1.3.2. Les enseignements paléogéographiques du travertin du Puerto de los Martinez	55
1.4. Conclusions : la contribution des travertins dans la définition morphogénique du piémont méditerranéen des Sierras Prieta-Bonela	557
2. LES FORMATIONS BRÉCHIQUES DU PIÉMONT DES SIERRAS PRIETA-BONELA	559
2.1. Les formations bréchiques du Puerto de los Martinez et leurs relations avec le Pliocène marin	559
2.1.1. Description du site et des formations présentes	559
2.1.2. Reconstitution morphogénique du site du Puerto de los Martinez.	561
2.2. Les formations bréchiques et la sédimentation marine d'Alozaina	562
2.2.1. Description du site d'Alozaina	562
2.2.2. Etude de coupes agencées dans les formations détritiques et les assises pliocènes	562
2.2.3. Les nouveaux apports morphogéniques des coupes d'Alozaina	565
2.3. Conclusions	569
2.3.1. L'incision messinienne de la retombée méditerranéenne de la <i>serranía</i>	569
2.3.2. La transgression marine pliocène	570
2.3.3. La progradation continentale	570
2.3.4. L'élaboration du glacis d'ablation	571
2.3.5. Le façonnement du modelé actuel	571
3. L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU PIÉMONT MÉDITERRANÉEN DES SIERRAS PRIETA-BONELA	572
3.1. L'évolution géodynamique du piémont depuis le Messinien jusqu'au Plio-Pléistocène	573
3.1.1. La mise en valeur de deux phases d'incision fluviales anté-pliocènes	573
3.1.2. La transgression marine et la progradation continentale pliocène	573
3.1.3. L'élaboration d'un glacis d'ablation	573
3.2. La seconde grande étape : le façonnement du modelé actuel	573
 CHAPITRE IV. ESSAI DE DÉFINITION MORPHOGÉNIQUE DE LA SERRANÍA DE RONDA	 575
1. LE CADRE TORTONO-MESSINIEN	575
2. LES EFFETS DE LA "CRISE MESSINIENNE"	575

3. LES INCIDENCES DE LA TRANSGRESSION PLIOCENE DANS LA HOYA DE MALAGA	577
4. LA MORPHOGENESE PLIOCENE SOUS CONTROLE DES OSCILLATIONS CLIMATIQUES	577
5. LA "PÉDIMENTATION" PLIO-PLÉISTOCENE	578
6. L'ÉVOLUTION PLÉISTOCENE MARQUÉE PAR UN IMPORTANT ENFONCEMENT DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE	578

QUATRIÈME PARTIE - CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA TRANSVERSALE DE RONDA (Cordillères bétiques occidentales) 583

CHAPITRE I. LES APPORTS MORPHOGÉNIQUES DU KARST 587

1. LES APPORTS DE L'EXOKARST.	587
1.1. Les aplanissements karstiques	587
1.2. Les formations travertineuses	588
1.3. Les poljés	589
1.4. Les formes nivo-karstiques	589
2. LES APPORTS DE L'ENDOKARST	589
2.1. Les cavités décapitées	589
2.2. Les paléosystèmes karstiques étagés	590
2.3. L'organisation du drainage endokarstique	590
3. CONCLUSIONS SUR LES APPORTS DU KARST	591

CHAPITRE II. LES DYNAMIQUES DE KARSTIFICATION 593

1. LE POTENTIEL "INITIAL"	593
2. LES VARIATIONS DU POTENTIEL DE KARSTIFICATION	593
2.1. Modifications du gradient hydraulique	593
2.2. Modifications du potentiel hydro-chimique	594

CHAPITRE III. L'ÉVOLUTION MORPHOGÉNIQUE DE LA TRANSVERSALE DE RONDA 597

1. LA SÉDIMENTATION MOLASSIQUE ET LES APLANISSEMENTS TORTONO-MESSINIENS	597
2. VERS UNE DÉFINITION DE LA PART DES EFFETS DE LA TECTONIQUE MIO-PLIOCENE ET DE LA RÉGRESSION MESSINIENNE	597
3. LA MORPHOGENESE PLIOCENE	598
4. LA MORPHOGENESE PLÉISTOCENE	599

CHAPITRE IV. ÉPILOGUE MORPHOGÉNIQUE DE LA TRANSVERSALE DE RONDA 601

LIVRE IV

CONCLUSIONS GÉNÉRALES	603
1. LE CHOIX D'UN CADRE DE RÉFÉRENCE : LE SYSTÈME KARSTIQUE	607
2. LE CHOIX D'UNE ENTRÉE PERTINENTE : LES PALÉODRAINS	607
3. LE TEMPS : UN PRINCIPE OMNIPRÉSENT	610
4. CONCLUSION	612
 BIBLIOGRAPHIE	617
TABLE DES FIGURES	643
TABLE DES TABLEAUX	657
TABLE DES PHOTOS	659
TABLE DES MATIÈRES	663